

J E L E N T É S

**A M. KIR. BÁRÓ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET
MŰKÖDÉSÉRŐL AZ 1936—1938 ÉVEKBEN.**

**A M. KIR. IPARÜGYI MINISZTERIUM X. SZAKOSZTÁLYÁNAK
MEGBÍZÁSÁBÓL**

**DR. FEKETE JENŐ, SZECSDY MIKLÓS, DR. SCHMID REZSŐ,
DR. GERŐ LORÁND, BASSÓ IMRE, JENEY ISTVÁN ÉS
HAÁZ ISTVÁN BÉLA JELENTÉSEI ALAPJÁN**

**ÖSSZEÁLLÍTOTTA
DR. FEKETE JENŐ**

BUDAPEST, 1939.

J E L E N T É S

**A M. KIR. BÁRÓ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET
MŰKÖDÉSÉRŐL AZ 1936—1938 ÉVEKBEN.**

**A M. KIR. IPARÜGYI MINISZTERIUM X. SZAKOSZTÁLYÁNAK
MEGBÍZÁSÁBÓL**

**DR. FEKETE JENŐ, SZECSEŐDY MIKLÓS, DR. SCHMID REZSŐ,
DR. GERŐ LORÁND, BASSÓ IMRE, JENEY ISTVÁN ÉS
HAÁZ ISTVÁN BÉLA JELENTÉSEI ALAPJÁN**

**ÖSSZEÁLLÍTOTTA
DR. FEKETE JENŐ**

BUDAPEST, 1939.

Tartalomjegyzék.

	Oldalszám
I. Előszó. — — — — —	5
II. Geofizikai kutatások Magyarországon. — — — — —	5
III. A m. kir. Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működése 1936—1938-ban. — — — — —	9
IV. Külső felvételek az 1936—1938 években és azok eredményei.	12
A. Torziós ingamérések.	
1. A torziós ingamérések kivitele és a mérési adatok feldolgozása — —	12
2. A torziós ingamérések eredményeinek magyarázata — — — — —	15
3. Az 1936—1938 évi torziós ingamérések — — — — —	16
4. Az 1936—1938 évi torziós ingamérések eredményei és azok magyarázata — — — — —	18
B. Graviméteres felvételek.	
1. A Haalck-féle graviméter leírása, próbamérések — — — — —	22
2. A mérések kivitele és a mérési adatok feldolgozása — — — — —	24
3. Mérési eredmények Mezőkövesd vidékén — — — — —	26
4. Mérési eredmények a Füzesabony—Kömlő—Tiszasüly—Szolnok—Cegléd—Nagykátán—Vámosgyörk—Füzesabony helységek által határolt területen. — — — — —	26
C. Földmágneses mérések.	
1. A gyakorlati irányú földmágneses mérésekről általában. A mérések kivitele, az eredmények feldolgozása és magyarázata — — — — —	28
2. Földmágneses mérések 1936-ban és azok eredményei — — — — —	31
3. A MÁVAG részére 1938-ban végzett földmágneses mérések és eredményeik — — — — —	35
4. A rudabányai földmágneses mérések — — — — —	41

D. Szeizmikus felvételek.

1. A szeizmikus mérések ismertetése	— — — — —	42
2. A mérések helye és adatai	— — — — —	44
3. A felvételekhez használt eszköz és a mérések kivitele	— — — — —	46
4. Mérési eredmények	— — — — —	49

E. Elektromos mérések.

1. Elektromos mérések 1938-ban	— — — — —	53
2. A végzett elektromos mérések eredményei	— — — — —	54
a) Rudabánya vidékén,	— — — — —	54
b) Bódvarákó és Komjáti vidékén,	— — — — —	56
c) Martonyi vidékén	— — — — —	57

F. Fúróluk ellenállásának és porozításának mérése.

A mérőberendezés leírása. — A mezőkövesdi fúrólukban végzett próbamérések	— — — — —	60
---	-----------	----

Rajzok és mellékletek:

I. lap	1., 2., 3. és 4. ábra.
II. lap	5., 6., 7. és 16. ábra.
III. lap	15., 17., 18. és 19. ábra.
I. melléklet	Torziós ingamérések eredményei Sóshartyán, Mátraverebély és Nagybátöny vidékén.
II. melléklet	Torziós ingamérések eredményei Parád—Bükkszék—Verpelét—Füzesabony—Mezőkövesd vidékén.
III. melléklet	Torziós ingamérések eredményei a) Kál—Heves—Tiszabura vidékén, b) Jászberény vidékén.
IV. melléklet	Izogammatérkép a graviméteres felvételek alapján a) Jászberény—Heves vidékén, b) Mezőkövesd vidékén.
V. melléklet	Vertikális és horizontális földmágneses anomáliák Tornakápolna, Komjáti és Tornaszentandrás vidékén.
VI. melléklet	Vertikális izodinámok Tornakápolna vidékén.
VII. melléklet	a) Földalatti rétegvonalas térkép Mezőkövesd vidékén reflexiós szeizmikus mérések alapján. b) A Tard—Karcag—Debrecen vonalban felvett reflexiós szeizmikus szelvény helyszínrajza.
VIII. melléklet	Reflexiós szelvények a) Tard—Tiszaigar, b) Tiszaörs—Püspökladány, c) Püspökladány—Debrecen között.

I. Előszó.

A m. kir. Bárá Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről nyomtatásban eddig csak rövidebb összefoglaló *Jelentésekben* számolt be. Külső felvételeit és méréseinek eredményeit részletesen mindig csak felettes hatóságaihoz és pedig 1935-ig a m. kir. Pénzügyminisztériumhoz, azután pedig a m. kir. Iparügyi Minisztériumhoz egy-két példányban beadott *Jelentéseiben* közölte. Esetleg más megbízói részére készültek még *Jelentések*, de szintén csak néhány példányban.

Hogy a *Geofizikai Intézet* működéséről a magyarországi geofizikai kutatások iránt mind tudományos, mind gyakorlati szempontból érdeklődők is tudomást szerezhessenek, dr. telegdi Róth Károly egyetemi ny. r. tanár, miniszteri tanácsos, a m. kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztályának vezetője, amely Szakosztályhoz a *Geofizikai Intézet* is tartozik, szükségesnek tartotta, hogy a *Geofizikai Intézetnek* a *Szakosztályhoz* beadott *Jelentései*, ha nem is egyenként, de bizonyos időközökben és összefoglalva, nyomtatásban is megjelenjenek.

Az Ő utasítására és a m. kir. Iparügyi Minisztérium áldozatkészségével készült e *Jelentés*, amely a *Geofizikai Intézet* által három évben, 1936., 1937. és 1938. években végzett geofizikai felvételekről és azok eredményeiről számol be.

Ezen *Jelentés* megjelenése összeesik a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió ez évben Washingtonban tartott kongresszusával, amelyen az előző kongresszusokhoz hasonlóan, a *Geofizikai Intézet* külön angol nyelvű *Jelentésben* számolt be a Magyarországon végzett geofizikai mérésekről.

II. Geofizikai kutatások Magyarországon.

Geofizikai méréseket a Föld fizikai tulajdonságainak megismerésére már régebben is végeztek hazánkban. Ezeket azonban nem választották szét egyéb fizikai mérésektől, s a geofizika, mint önálló tudomány csak később kezdett kifejlődni.

Bárá Eötvös Loránd tudományos működése fordulópontot jelentett nemcsak nálunk, de mindenütt a geofizikai kutatás terén annyira, hogy a geofizi-

kai kutatásoknak már rövid áttekintésénél is az *Eötvös* működése előtti és utáni időszakot meg kell különböztetnünk egymástól.

A régebbi hazai geofizikai kutatások majdnem kizárólag a *földi nehézségerőnek* és a *földi mágneses erőnek* mérésére szorítkoztak és pedig kizárólag azzal a céllal, hogy az ország területén e két erő térbeli eloszlását megismerjék.

Mind a nehézségerőnek, mind a földmágneses erőnek az észlelési helyekre érvényes abszolút értékét mérték, amely mérések azonban bonyolultak voltak és így kivételük hosszabb időt vett igénybe. E miatt azután csak kevés és egymástól távol fekvő helyen, többnyire városok vagy községek közelében történtek a nehézségi és a földmágneses mérések.

Rendszeres nehézségerő-méréseket hazánkban 1884-től kedve a *bécsi cs. és kir. Katonai Földrajzi Intézet* végzett, amely intézet, igazgatója, *R. v. Sterneck ezredes* vezetésével a következő 28 év alatt az *Osztrák-Magyar Monarchia* területét behálózta ingamérésekkel, 544 állomáson határozván meg a nehézségi erő értékét. Méréseikből *Magyarországra* körülbelül 160 állomás jutott.

Megemlítjük, hogy a *cs. és kir. Katonai Földrajzi Intézet* egyéb geodéziai munkálatok mellett függőőneltéréseket is mért a volt *Monarchia* területén.

Földmágneses adatok sokkal régebbről ismeretesek hazánkban.¹⁾ A legrégebb adat 1696-ból Nagybányáról való és a mágneses deklinációra vonatkozik. Majd 1781—88. évekből vannak adatok a *budai egyetem obszervatóriumából*. 1800 utáni évekből *Nagybányára* vonatkozó adatok is ismeretesek.

A későbbi években rendszeres országos felvétel volt *Kreil Károlyé*, aki 1847—1857 között 52 állomáson, *Schenzl Guidóé*, aki 1864—1879 között 111 állomáson és *Kurländer Ignácé*, aki 1892—1894 években 38 állomáson határozta meg a földmágneses elemeket. Később még *Dr. Steiner Lajos* a *Balaton környékén* 1901-ben 15 állomáson mérte meg a földmágneses adatokat.

Mindezek a geofizikai felvételek a két földi erőnek, a nehézségnek és a földmágnességnek az egész ország területén, vagy annak csak egy részén való térbeli eloszlásának megismerését célozták. Ezen aránylag kevés számú adat alapján a földmágnességnek az egész országban való eloszlásáról izogon, izoklin és izodinám térképek is készültek, feltételezve azt, hogy két pont között, ahol e mérések történtek, az illető erő vagy annak egyik komponense lineárisan változik.

Báró Eötvös Loránd 1891-ben kezdődő vizsgálatai egészen új irányt adtak a geofizikai kutatásoknak.

Az *Eötvös-féle torziós ingának* előbb a laboratóriumban, majd a szabadban egyes helyeken történt kipróbálása után 1901-ben kezdte meg *Eötvös* a rendszeres geofizikai méréseket, amelyek 1919-ben bekövetkezett halálával sem szüntek meg, hanem azóta is állandóan tovább folynak. Mivel az *Eötvös-féle torziós inga* nem magát a nehézségerőt, hanem egyéb adatok mellett annak a vízszintes síkban való igen kis változásait méri, már ez a ténykörülmeny is szükségessé tette, hogy a nehézségerő e változásának lemerése ne egymástól távol fekvő

¹⁾ Dr. Steiner Lajos: A föld mágneses jelenségei. Budapest, 1923.

pontokon, hanem egymáshoz elég közel történjék. Így a nehézségerőt kisebb területen, de nagy részletességgel és pontossággal lehetett meghatározni. Rögtön kiderült, hogy az egyes pontokon ingamérésekkel meghatározott nehézségerő-értékek között a változás nem mindenütt lineáris, hanem teljesen szabálytalan. A változások eredete a föld felszíni rétegeinek inhomogenitására és így közvetve a geológiai alakulatok különbözőségére vezethető vissza. Tehát a nehézségerő változásainak részletes ismeretéből, amit a torziós ingamérések adnak, következtetni lehet a földalatti tömegeloszlásra és így olyan hasznos ásványi anyagoknak jelenlétére is, amelyek szemünk elől teljesen el vannak fedve.

Ugyanez mutatkozik a földmágneses mérésekben is. Ha csak egyes, egymástól távol fekvő pontokon ismerjük meg ezt az erőt, akkor a felmért nagy terület földmágneses viszonyairól nagyjában áttekintést szerezhethetünk. Ha azonban azt a változást is ismerni akarjuk, amelyet a föld felszíne alatt nem nagy mélységben előforduló mágneses ható tömegek okoznak, akkor a mérési pontokat egymáshoz közel kell elhelyezni. E mellett nem is szükséges, hogy minden mérési ponton ismerjük az egész földmágneses erőt, elég, ha annak csak két pont közötti változását határozzuk meg.

Báró Eötvös Loránd földmágneses mérései, amelyeket a nehézségerő-mérések mellett mindig elvégzett, a földmágneses erőnek szintén nem az egész országra kiterjedő, egymástól messze fekvő pontokon való meghatározását célozták, hanem az erőnek kis területre terjedő, de igen részletes és pontos ismeretét.

Ezzel a módszerrel Eötvös tulajdonképpen a mai gyakorlati irányú geofizikai kutatásoknak az alapját rakta le s kijelölte azt az utat, amelyet a geofizikai kutatásoknak követniök kell.

Hazánkban 1901-ben kezdődtek nagyvonalban a torziós ingamérések és az ezekkel kapcsolatos földmágneses mérések. Bár az Eötvös-féle mérések adatait feldolgozták, sajnos különféle gátló körülmények miatt nyomtatásban egy-egy alkalommal eddig még nem jelentek meg. Egyes vidékeken — például *Arad vidékén*, vagy a *Balatonon* — végzett torziós ingamérések részletes eredményeit még Eötvös közölte és más mérések eredményeit is még ő ismertette²⁾ ³⁾ ⁴⁾ ⁵⁾, de az adatok rendszeres összeállításának és az azokból levezethető tudományos és gyakorlati irányú következtetések tárgyalásának közlése, bár erre vonatkozólag folytak tervezgetések, elmaradt.

Az Eötvös-féle mérések részletes kiadása az 1919-ben bekövetkezett halála után sem történt ugyan meg, de volt munkatársai több ízben és részletesen

²⁾ Baron R. v. Eötvös: Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveaulächen mit Hilfe der Drehwage. — Verhandlungen der XV. allgemeinen Konferenz der Internationalen Erdmessung in Budapest. 1906.

³⁾ Eötvös: Bericht über geodätische Arbeiten in Ungarn, besonders über Beobachtungen mit der Drehwage. — Verhandlungen der XVI. allgemeinen Konferenz der Internationalen Erdmessung in London und Cambridge. 1909.

⁴⁾ Eötvös: Über Arbeiten mit der Drehwage ausgeführt im Auftrage der k. u. ung. Regierung in den Jahren 1909—1911. — Verhandlungen der XVII. allgemeinen Konferenz der Internationalen Erdmessung in Hamburg. 1912.

⁵⁾ Eötvös: A Balaton nivófelülete s azon a nehézség változásai. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. k. 1. r. Geofizikai függelék, 1908.

beszámoltak⁶⁾ ⁷⁾ ⁸⁾ az *Eötvös-féle geofizikai mérésekről*, azok kiviteléről, helyéről, sőt Dr. Pekár Dezső a ⁶⁾ és ⁷⁾ alatt jelzett munkáiban az 1901—1928 évek között Nagy-Magyarországon végzett torziós ingamérésekről térképet is közölt.

Nem lehet e *Jelentés* célja, hogy a *Báró Eötvös Loránd* által végzett geofizikai méréseket itt újból olyan módon részletesen ismertesse, mint az a ⁶⁾, ⁷⁾, ⁸⁾ alatti értekezésekben történt. Összefoglalásként csak a végzett mérések számát közöljük:

1901 és 1918 között Nagy-Magyarország területén

1420 helyen történtek torziós ingamérések és

1556 helyen a földmágneses erő három összetevője (H, D és I) abszolút értékének meghatározása. Ezen felül

3483 helyen a H (horizontális intenzitás) és

1233 helyen a D (deklináció) relatív értéke határozott meg.

Mivel az *Eötvös-féle* torziós inga a nehézségerőnek csak a változását adja, ha magát a nehézségerőt is ismerni kívánjuk, azt legalább egy helyen más módszerrel, ingamérésekkel kell meghatározni. Ha pedig több helyen ismerjük a nehézségerő értékét, akkor ez a torziós ingamérések ellenőrzésül szolgálhat.

Ezért *Eötvösnek* ingamérésekre is szüksége volt azokon a területeken, ahol torziós ingaméréseit végezte. Minthogy a *bécsi cs. és kir. Katonai Földrajzi Intézet* által végzett már említett ingamérések pontossága nem mutatkozott elegendőnek, azért *Eötvös* maga végeztetett ingaméréseket *Oltay Károly* által, aki 1918-ig 46 állomáson határozta meg a nehézségerő értékét. Ugyancsak *Oltay Károly* végzett függőőneltérés meghatározásokat is szintén a torziós ingamérések eredményeiből levezetett függőőneltérések ellenőrzésére, illetve az azokkal való összehasonlítás céljából.

Báró Eötvös Loránd geofizikai méréseinek költségeit előbb *Semsey Andor*, a nagy magyar mecénás, majd 1906-tól kezdve a *Magyar Állam* viselte.

A méréseknek eleinte tisztán tudományos céljuk volt: a földi nehézség és mágnesség tanulmányozása és megismerése hazánkban. Csak később, az 1910-es években kezdték *Dr. Böckh Hugó*, a kiváló magyar geológus ösztönzésére a geofizikai mérések eredményeit a földalatti rétegvizonyok megállapítására és közvetve földgáz- és olajkutatásra felhasználni.

E gyakorlati irányú munkálatok kivitelére alapították még *Eötvös* életében a „*Báró Eötvös Loránd-féle geofizikai kutatások*”-at a *m. kir. Pénzügyminisztérium* keretében, majd később *Eötvös* halála után a „*Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet*”-et, amely hivatva volt *Eötvös* megkezdett geofizikai munkáját mind tudományos téren, mind gyakorlati irányban folytatni.

A *Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* 1919. évvel kezdődő működéséről *Jelentések* számolnak be, amelyek azonban már csak az 1930-as években

⁶⁾ Dr. Pekár Dezső: A Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet tízéves tudományos működése. — Matematikai és Természettudományi Értesítő. 1931. évi XLVIII. kötetében.

⁷⁾ Désiré Pekár: Rapport présenté à la quatrième Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale à Stockholm en août 1930.

⁸⁾ Báró Eötvös Loránd Emlékkönyv. A Magyar Tudományos Akadémia megbízásából szerkesztette Fröhlich Izidor. Dr. Pekár Dezső: Gravitációs mérések. Fekete Jenő: A földmágnességre vonatkozó vizsgálatokról.

jelentek meg. Ilyen két jelentés *Dr. Pekár Dezső*-nek a ⁶⁾ és ⁷⁾ alatt említett munkái, amelyekhez még ugyancsak a tőle származó ⁹⁾ alatti Jelentés is járul, amely az Intézet 1930—1932. évi működéséről szól. Az Intézet 1933—1935. évi működéséről már *Fekete Jenő* számolt be, aki az Intézet vezetését *Dr. Pekár Dezsőtől* 1935-ben átvette.

A ⁷⁾, ⁹⁾ és ¹⁰⁾ alatti Jelentések a *Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió* 3 évenként tartott kongresszusaira készültek, amelyeket *Stockholmban, Lisszabonban és Edinburgban* tartottak.

Bár a ⁷⁾ alatti Jelentés felöleli a geofizikai kutatások teljességét, amelyeket még maga *Eötvös*, vagy halála után a *Geofizikai Intézet* végzett, de ez és a ⁹⁾ alatti jelentés is csak a végzett munkálatokat sorolja fel azok eredményeinek ismertetése nélkül. A ¹⁰⁾ alatti jelentés — bár igen röviden — de már az 1933—1935. években végzett mérések eredményeit is közli.

A Geofizikai Intézet által az 1919—1935. években Magyarországon végzett geofizikai mérések száma a következő volt:

Torziós ingamérések 3318 állomáson,

Földmágneses mérések

Abszolút meghatározások (D, H, és I) 427 állomáson.

Relatív meghatározások

H (horizontális intenzitás) mérése 3884 ponton,

V (vertikális intenzitás) mérése 1040 ponton.

Még 1935-ben a Geofizikai Intézetet a *m. kir. Pénzügyminisztérium* kebeléből a *m. kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztályába*, a bányászat és bányászati kutatások osztályába helyezték át.

III. A m. kir. Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet fejlődése és működése 1936—38-ban.

E három év alatt a *Geofizikai Intézet* jelentős fejlődést mutat. Áll ez nemcsak a végzett külső felvételek mennyiségére, de sokkal inkább arra a körülményre, hogy ezen idő alatt a *Geofizikai Intézet* olyan újabb geofizikai módszereket is bevezetett, amelyekkel azelőtt még nem foglalkozott.

A *Geofizikai Intézetnek* működése a régebbi években, mint fentebb is láttuk, kizárólag *torziós ingamérésekre* és *földmágneses mérésekre* terjedt ki. Az 1936. év elején a *m. kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztálya* a *Geofizikai*

⁹⁾ Désiré Pekár: Rapport présenté à la cinquième Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale à Lisbonne en septembre 1933.

¹⁰⁾ Eugene Fekete: Report on the activities of the Baron Roland Eötvös Geophysical Institute during the period 1933—1935. Submitted to the Congress General of the International Geodetical and Geophysical Union in Edinburgh. September 1936.

Intézet részére egy *reflexiós szeizmikus készülék* beszerzését rendelte el. Külföldi tapasztalatok alapján ugyanis a torziós ingamérések eredményeinek magyarázata nem mindig egyértelmű. Ez azt jelenti, hogy többféle geológiai alakulat is létrehozhatja ugyanazt a gravitációs hatást. Ezzel ellentétben a szeizmikus mérések, de különösen az ú. n. reflexiós szeizmikus mérések, amelyekről részletesebben alább lesz szó, egyértelmű felvilágosítást adnak a mérési pontokon a földalatti rétegeknek a mélységére vonatkozólag, amiből aztán azok alakjára is következtetés vonható. Ez természetesen csak ideális esetben egyszerű feladat, a valóságban a szeizmikus méréseknek is megvannak a nehézségei és bizonytalanságai.

A földmágneses mérések kivitelének megkönnyítésére és a földmágneses elemek időbeli változásainak feljegyzésére szintén új eszközzel gyarapodott a *Geofizikai Intézet* műszerkészlete. Mivel hazánkban állandó obszervatórium a fenti években nem működött, a földmágneses elemek fentebb említett időbeli változásainak regisztrálása a mérési területen felállított úgynevezett bázisállomáson történt. E célból egy *fotografikus regisztráló berendezést*, egy *vertikális és egy horizontális Schmidt-féle relatív mágneses variométert* szereztünk be.

Hogy a nehézségerő-mérések előzetes tájékoztató felvételei nagyobb területet öleljenek fel és hogy azokat hegyes vidékekre is kiterjesszük, ahol a torziós ingamérések a végzendő korrekciók miatt bizonytalanokká válnak, 1937. év őszén egy *graviméter* beszerzése vált szükségessé. Mivel rövid időn belül másféle gravimétert beszerezni nem lehetett, egy *Haalck-féle eszközt* rendeltünk meg, amelyről később részletesen lesz szó.

Ugyancsak 1937-ben egy *elektromos mérőberendezés* is készült a *Geofizikai Intézet* részére, amellyel történt felvételeket szintén tárgyalni fogjuk. A szeizmikus felszerelés kiegészítése céljából egy *fúrólukba leereszthető felvevőkészülék* is beszereztetett, a szeizmikus hullámok középterjedési sebességének közvetlen méréssel történő meghatározása céljából.

1938. tavaszán egy *második szeizmikus berendezés beszerzése* határozott el, amely az első berendezéshez teljesen hasonló és a felvételek meggyorsítását szolgálja, azonkívül, mivel egy helyen való robbantással gerjesztett szeizmikus hullámokat *egyszerre két helyen* tudjuk felvenni, a mérések költségeit jelentékenyen kisebbé teszi.

Végül 1938. végén egy a *fúrólukban levő rétegek elektromos ellenállásának és porozitásának*, valamint a *fúrólukban levő hőmérsékleti változásnak* mérésére szolgáló berendezés is a *Geofizikai Intézet rendelkezésére állott*.

A fentieket összefoglalva, 1938. év végén a *Geofizikai Intézet* a külső felvételek végzésére a következő felszereléssel rendelkezett:

- 4 drb Eötvös-féle torziós inga (Süss-gyártmány),
- 5 drb régebbi típusú Eötvös-féle torziós inga, újabban csak laboratóriumi munkák céljaira,
- 1 drb Haalck-féle graviméter,
- 1 drb földmágneses regisztráló készülék,
- 2 drb berendezés abszolút földmágneses meghatározásokra (1 Wild—Edelmann-féle, 1 Moureaux-féle eszköz), 2 Süss-féle földinduktor 2 galvanométerrel, 2 teodolit,

2 drb Kohlrausch-féle horizontális variométer,

2 drb Schmidt-féle vertikális variométer,

1 drb Schmidt-féle horizontális variométer,

2 drb teljes reflexiós szeizmikus berendezés,

(Dr. Pogány Béla összeállítása és szabadalma)

1 drb leereszthető felvevőkészülék

1 drb elektromos készülék az elektromágneses módszer alkalmazására,

1 drb fúrólyuk ellenállásának és porozitásának mérésére szolgáló berendezés.

Ehhez járul még 2 relatív ingaberendezés, amellyel *Oltay Károly* műegyetemi tanár végez méréseket és egy *elektromos ellenállásmérő berendezés*, amely bár a *Műegyetemi Fizikai Intézet* tulajdona, a *Geofizikai Intézet* rendelkezésére áll.

Az itt felsorolt műszerekkel a *Geofizikai Intézet* jelenleg a következő mérési csoportokat tudja kiállítani:

A) 1 csoportot torziós ingafelvételekre 3 eszközzel,

B) 1 csoportot graviméteres felvételekre 1 eszközzel,

C) 1 földmágneses csoportot,

a) abszolút meghatározásokra,

b) relatív meghatározásokra, horizontális és vertikális összetevők mérésére,

c) időbeli változás állandó feljegyzésére,

D) 2 szeizmikus csoportot, mindegyiket egy teljes berendezéssel, amelyek azonban rendszerint együtt dolgoznak,

E) 1 elektromos méréseket végző csoportot,

a) elektromos ellenállásmérésre,

b) elektromágneses mérésekre,

F) 1 fúrólyuk ellenállását és porozitását mérő csoportot.

A *Geofizikai Intézet* munkakörének e kibővítése azzal a természetes következménnyel járt, hogy jelentős személyzet-szaporításra volt szükség, úgy-hogy az Intézet vezetőjén kívül jelenleg 3 kinevezett és 6 ideiglenes minőségű tisztviselő áll szolgálatban.

A külső felvételekhez a még ezen felül szükséges észlelőket és munkásokat a felvételek tartamára külön alkalmazza a *Geofizikai Intézet*.

Az A)–F) alatt felsorolt geofizikai mérési csoportok részletes tagozata a következő:

A) A *torziós inga csoport*hoz egy vezetón kívül 3 észlelő és 1 mérnök van beosztva 5 munkással; 3 torziós ingával naponta 9 állomáson határozzák meg a nehézségerő változását. Egy torziós ingaállomás költsége 20–22 pengő.

B) A *Haalck-féle graviméter*hez, amely 2-tonnás tehergépkocsira van szerelve, 1 észlelő, 1 gépkocsivezető és 1 munkás van beosztva. Ez a létszám azonban csak sík területen végzett mérésnél elégséges, ahol az állomások között jelentős magasságkülönbségek nincsenek. Ha az állomások magasságkülönbségét külön szintezéssel kell meghatározni, akkor a fenti létszám még legalább 1

mérnökkel és 2 munkással bővül. A napi teljesítmény 8 állomás, és egy állomás költsége körülbelül 8 pengő.

C) A földmágneses felvételekhez, ha csak relatív mérések és a napi változás mérése történik, 3 észlelő, 1 mérnök és 5 munkás szükséges. A napi teljesítmény 40 vertikális és 40 horizontális meghatározás; egy meghatározásnak a költsége alig haladja meg az 1 pengőt.

D) A szeizmikus felvételekhez nagy személyzet szükséges, amennyiben 2 berendezéshez 1 vezető, 2 műszerkezelő, 1 bányamérnök, 2 számoló, továbbá 1 robbantó mester, 1 fúrómester és 26—28 munkás van beosztva. A munkások létszáma azért olyan magas, mert a robbantó lyukak elkészítése kézi erővel történik. Napi teljesítmény 4—6 szelvény s az egyesített két csoport napi költsége 300 pengő.

E) Az elektromos mérésekhez 2 észlelő, 1 motorkezelő és 5 munkásember szükséges, naponta 4—5 pontot végezve egynek a költsége körülbelül 20 P.

F) A fúrólyuk elektromos ellenállásának és porozitásának meghatározását 1 észlelő végezheti 1 segéddel, 1 motorkezelővel és 2—3 munkással, napi 80 pengő költséggel.

IV. Külső felvételek az 1936—1938 években és azok eredményei.

A Geofizikai Intézet munkásságának túlnyomó részét a gyakorlati célú külső felvételek képezik. Ezek programját a m. kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztálya, amelyhez az egész ország területére kiterjedő állami bányászati kutatás tartozik, állapítja meg.

A következőkben részletesen ismertetjük az egyes geofizikai felvételeket, amelyek az 1936—1938. években történtek, továbbá a felvételek eredményeit.

A. Torziós ingamérések.

1. A torziós ingamérések kivitele és a mérési adatok feldolgozása.

Az Eötvös-féle torziós ingával, mint ismeretes, a következő mennyiségeket lehet meghatározni:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y}$$

ahol U a nehézségi erő potenciálját, x , y , z pedig a torziós inga súlypontjától északra, keletre és függőlegesen lefelé számított koordinátákat jelenti.

Az első két adat az x , y síkban a nehézségi erő gradiensének két összevőjét, a második két adat pedig a nehézségi erő szintfelületének görbületére jellemző mennyiségeket szolgáltatja.

A gradiens két összetevője a nehézségerő cm-kénti változását jelenti a vízszintes síkban északi, illetve keleti irányban. Ezekből a nehézségerő cm-

kénti változását akármilyen irányban úgy kapjuk meg, hogy e két összetevő meghatározta gradiens-vektort az illető irányra vetítjük.

A gradiensértékből kiszámítható a nehézségi erőnek, a g -nek két szomszédos pont közötti változása, vagyis a Δg értéke a két pont között. Ha tehát egy (vagy több) ponton a g értékét valami módon, pl. ingaméréssel meghatároztuk, akkor azt a torziós ingamérések alapján más helyekre is kiszámíthatjuk.

A gradiensek és a görbületi adatok rendszerint igen kicsinyek és a C. G. S. egység 10^{-9} -szeresének rendjébe esnek. Ezt az egységet *Eötvös-egység*nek nevezték el és E -vel jelölik:

$$1 E = 10^{-9} \text{ C. G. S.}$$

A Δg értékeket milligalokban: 10^{-3} szoros C. G. S. egységekben fejezzük ki:

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ C. G. S.}$$

Az *Eötvös-ingával* mérhető adatok nagyságrendjének jellemzésére megemlítjük, hogy *1 Eötvös-egységnyi* gradiens cm-enként 1 milliomod milligal g -változást jelent.

A torziós ingával mérhető és *Eötvös-egységekben* kifejezett gradiens-összetevőket és görbületi adatokat a rövidség kedvéért így jelöljük:

$$U_{xz}, U_{yz}, U_{\Delta}, U_{xy}.$$

Az *Eötvös-ingával* észlelt gradiensek és görbületi adatok e mennyiségek „normális” értékeiből, a környező felszín egyenetlenségeinek hatásából és a felszín alatti tömegeloszlás hatásából tevődnek össze. A gyakorlati szempontból bennünket érdeklő földalatti tömegeloszlás hatását tehát úgy kapjuk meg, hogy az észlelt értékekből a normális értéket és a felszíni egyenetlenségekből származó ú. n. térszíni hatást, térképi hatást és külön hatást levonjuk. A földalatti tömegeloszlás így kapott gravitációs hatásából igyekszünk azután magára a tömegeloszlásra következtetni.

A torziós ingamérések kivitele az 1936—38. években is az 1934 óta bevezetett módon történt. Az észleléseket 3 vizuális leolvasású *Süss-gyártmányú Eötvös—Pekár-féle torziós ingával* végeztük, általában csak nappal, állomásenként 1 ingával, ingánként és naponként 3 állomáson. (L. I. lap, 1. és 2. ábrát.)

Az észlelések időközét sikerült 40 percről 30 percre tovább csökkenteni. Összehasonlításképpen és ellenőrzésképpen a felvételek megkezdése előtt a laboratóriumban és a felvételek közben a terepen is egyes helyeken mindhárom eszközzel végeztünk méréseket, a nem megbízhatónak látszó eredmények helyén pedig a mérést másik eszközzel szoktuk megismételni.

Az állomások elhelyezése az 1936. és 1937. évi mérések területén, a hegyes-völgyes vidék terepviszonyai miatt sok nehézségbe ütközött. A Δg -számítások szempontjából kívánatos és fontos szabályos hálózati elhelyezésről nem is lehetett szó. Egyes helyeken, pl. szűk völgyekben, az állomásokat csak vonalak mentén lehetett elhelyezni. Az 1938. évi mérések már nagy részben sík vidéken történtek, ahol természetesen az említett nehézségek nem jelentkeztek.

Említettük, hogy a földalatti alakulat gravitációs hatását úgy kapjuk meg, hogy az észlelt értékekből a normális értékeket és a környező térszín egyenetlenségeinek hatását levonjuk.

E hatások kiszámítására Bárány Eötvös Lóránd a ²⁾ alatti értekezésében adott útmutatást.

A normális érték U_{yz} és U_{xy} -ra nézve 0, a másik két mennyiségre nézve pedig a földrajzi szélesség függvénye. Méréseink legnagyobbbrészt a 48°-os északi szélesség tájékán történtek, amely szélességre:

$$U_{xz} = + 8.1 \qquad U_{\Delta} = + 4.6$$

A térszíni hatást, vagyis a 100 méter sugarú környezet hatását a helyszínen végzett szintezések adataiból számítjuk ki. A szintezést és a számítást azonban részletesebben végezzük, mint Eötvös fenti értekezésében megadja, mert az állomás körül északtól számított 8 irányban 10—10 ponton mérjük le a magasságkülönbségeket az Eötvös által javasolt 5—5 pont helyett. (L. I. lap, 3. ábra.) A felszíni rétegek sűrűségét újabban nem határozzuk meg minden állomáson, hanem egy átlagos sűrűségértékkel számolunk. Erősen tagolt domborzat esetén a térszíni hatás számítása igen hosszadalmas és mégis csupán közelítésben adja meg a térszíni hatás értékét. Sokszor a közelítő számítás pontosságának fokozására a térszíni hatás négyzetes tagjait is ki kellett számítanunk.

E nehézségek ellenére a térszíni hatást a gradiensekre és a görbületi adatokra is minden állomáson kiszámítottuk.

Külön hatás elnevezéssel a szintezésbe bele nem foglalható árkok, töltések és más efféle alakulatok hatását szükség esetén szintén kiszámítottuk Eötvöstől eredő tömeghatás-formulák alkalmazásával. Általában azonban külön hatások számítását azáltal igyekeztünk elkerülni, hogy az állomásokat az ilyen terepalakulatoktól távol helyeztük el.

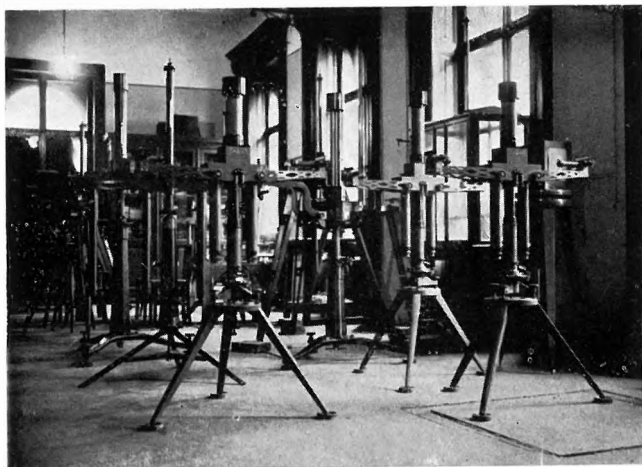
A térképi hatást, vagyis a 100 m-en túl terjedő térszín hatását rétegvonalas térkép alapján számítjuk ki (innen ered ennek elnevezése).

Az 1936—1938 évek méréseiben csak a gradiensekre vonatkozó térképi hatást számítottuk ki és csak azokra az állomásokra, amelyeken e hatást 1 Eötvös egységnél nagyobbra becsültük. A görbületi adatokra vonatkozóan e hatásokat nem számítottuk ki. A számítás a görbületi adatok esetében a gradiensekre vonatkozó számításoknál egyszerűbb ugyan, de a szükséges pontosságot nem éri el.

A térképi hatás számítására használatos régebbi formulákat némileg átalakítottuk. Eljárásunk a régebben követettnél sokkal egyszerűbb és pontosságban sem marad el a régebbi eljárás mögött.

Az 1936—37. évi mérések erősen tagolt domborzatú színhelyén ez az egyszerűbb eljárás is hosszadalmas számításokkal járt és természetesen mérsékeltebb pontosságot nyújtott. A nyert térképi hatások messze felülmúlták a más helyeken mutatkozó értékeket, amennyiben egyes helyeken az 50—60 Eötvös-egységet is elérték.

Az 1938. évi mérések színhelye eléggé síknak tekinthető, ezért e területen térképi hatást sehol sem számítottunk.



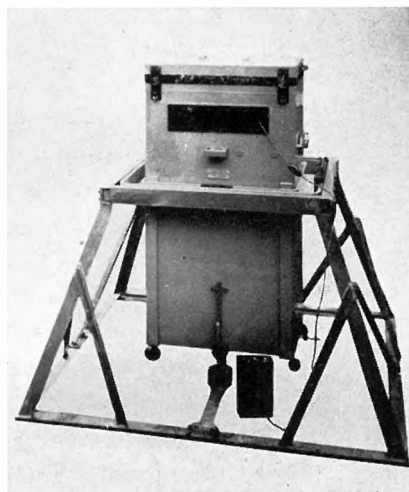
1. ábra.
Eötvös torziós ingák
a laboratóriumban.



3. ábra.
Térszíni hatás mérése.



2. ábra.
Eötvös torziós inga
a szabadban.



4. ábra.
Haalck-féle graviméter.

Az észlelt értékekből mindezeket a hatásokat levonva, az ú. n. földalatti rendellenességeket vagy szubterrán anomáliákat nyertük.

A szubterrán anomáliák gradienseit térképeinken a gradiens-összetevőkből megszerkesztett és a mérés helyéből kiinduló nyilakkal ábrázoltuk.

A szubterrán anomáliák gradienseiből és a szomszédos állomások egymástól való távolságaiból kiszámíthatjuk a nehézségerő változását az egyes szomszédos állomások között. Valamelyik állomáson ismerve a nehézségi erő anomáliáját, a nyert különbségek hozzáadásával, e Δg anomáliákat valamennyi állomásra megállapíthatjuk.

Egyes állomások Δg értékeit több szomszédos állomásból nyerhetjük. A nyert Δg értékek eltéréseit a legkisebb négyzetek módszerének alkalmazásával ú. n. kiegyenlítésnek vetjük alá.

Az egyes állomások kiegyenlített Δg értékeiből interpolációval meghatározzuk azokat a helyeket, ahol a Δg értéke ugyanakkora. Az ezeket a helyeket összekötő görbék az ú. n. *izogammák*. Az *izogammák* értékközét rendszerint 1 milligalnak választjuk.

Az 1936—38. évben felmért területek egyikén sem történtek még nehézségerő mérések. *Jászberény* vidékének kivételével azonban az egész összefüggő terület az 1933. évi mezőkövesdi mérések területéhez csatlakozik, amely terület Δg értékeit annak idején a *debreceni* és *hajdusoboszlói* ingamérésekből vezettük le. A különálló *jászberényi* terület Δg értékeit úgy határoztuk meg, hogy a legnagyobb érték az ugyanott végzett graviméteres mérések maximumának értékével megegyező legyen.

2. A torziós ingamérések eredményeinek magyarázata.

A gyakorlati célból végzett *torziós ingamérések* feladata a *nehézségerő észlelt anomáliáiból* az azokat okozó földalatti tömegeloszlás meghatározása. Ez a feladat ugyan teljes egyértelműséggel nem oldható meg, de ha ugyanazon a vidéken földtani felvételek vagy más geofizikai mérések is történtek, akkor az egyértelműség elérhető vagy megközelíthető.

A földalatti tömegeloszlásra vonatkozóan az első felvilágosításokat a *gradienstérkép* szemléletéből nyerjük. Már a gradiensek irány és nagyság szerinti eloszlása is utalhat bizonyos jellegzetes földalatti alakulatok (vetődések, boltozódások) jelenlétére és elhelyezkedésére. Ezért gradienstérképet már mérés közben a helyszínen is készítünk és a további méréseket e térképek eredményei szerint irányítjuk.

Személetes képet nyújt a földalatti tömegeloszlásról az *izogammatérkép*, de csak egyszerűbb és a valóságban ritkán előforduló rétegviszonyok mellett. Ha a felszín alatt csupán két réteg van, mindkettő magában teljesen egynemű és a fedő réteg kisebb sűrűségű az alatta levő ú. n. alapkőzetnél, akkor az izogammák az alapkőzet rétegvonalainak tekinthetők s a rétegvonalak Δh magasságkülönbsége az izogammák Δg értékközéből, valamint az alapkőzet és a fedő réteg $s' - s$ sűrűségkülönbségéből a

$$\Delta g = 2\pi f (s' - s) \Delta h$$

képlet szerint k is számítható, ahol f a gravitáció állandóját jelenti. De ha a mondott feltételek nem teljesülnek, akkor az izogammáknak ez az értelmezése csak megközelítő, sőt esetleg hamis képet nyújt a földalatti rétegek eloszlásáról.

A gradiens- és izogammatérképeken kívül a torziós ingamérések eredményeinek teljesebb értelmezésére az ú. n. *szelvénytérképek* szolgálnak. Valamely feltételezett vagy más módszerekkel már kimutatott alakulat vonulatára merőleges egyenesre rávetítjük a vonal közelében levő állomások helyeit és a nyert pontokban emelt merőlegesekre felmérjük az illető állomáson észlelt gradienseknek a szelvényre való vetületét. A végpontokat összekötő görbe az észlelt gradiensgörbe. Ezután kiszámítjuk a feltételezett földalatti alakulat gravitációs hatásának gradienseit: ezek görbéje a számított gradiensgörbe. Ha a számított gradiensgörbe az észlelt gradiensgörbével kielégítően megegyezik, akkor a feltételezett alakulat a mérések eredményeinek értelmezésére alkalmas alakulatok egyike lehet. Ha a megegyezés nem kielégítő, akkor az alakulatot meg kell változtatni és a számítást ismételni mindaddig, míg a kielégítő megegyezés be nem következik. Természetesen több földalatti alakulat lehetséges, melynek számított gradiensgörbéje kielégítően megegyezik az észlelt gradiensgörbével. Ezek közül geológiai vagy más természetű megfontolással kell a legvalószínűbbet kiválasztani.

A földalatti tömegeloszlásra a *görbületi adatokból* is lehet következtetni. Ez a következtetés azonban még nehezebb és még bizonytalanabb, mint a gradiensekre alapított következtetés, ép ezért a mérések eredményeinek értelmezésében újabban a görbületi adatokat alig szokás tekintetbe venni.

3. Az 1936—38 évi torziós ingamérések.

Az 1936—1938 évi torziós ingamérések időbeli sorrendje a következő volt.

Mivel a geológiai kutatás 1934 nyarán *Parád*, *Recsk* és *Mátraballa* vidékén olajakkumulációra alkalmas hegyszerkezeti viszonyokat mutatott ki, a kutatás kiegészítésére és a talált alakulat geofizikai megvizsgálására 1936 tavaszán *Parád* és *Recsk* vidékén torziós ingaméréseket végeztünk. Méréseink leglényegesebb eredménye a parádóhutai antiklinális északi szárnyának kimutatása volt.

Ezzel kapcsolatban ugyancsak 1936 tavaszán *Nagybátony* vidékén is végeztünk torziós ingaméréseket, amelyekkel a geológiai kutatás által talált alsólengyendi antiklinális északi szárnyát sikerült kimutatni.

Tekintettel arra, hogy a geológiai felvételek *Recsktől* keletre és északkeletre is kiterjedtek s gyakorlati szempontból is fontos alakulatokat mutattak ki, mint pl. a bükszéki felbontozódás, — 1936 nyarán *Bükkszék vidékén* és annak távolabbi környékén is végeztünk torziós ingaméréseket. E mérésekkel a bükkszéki, felső-rozsnaki-tanyai és a darnóhegyi felboltozódásokat mutattuk ki.

Ezután 1936 őszén a már előbb tervbe vett *Mezőkövesd—Gödöllő közötti torziós ingamérések* megkezdésére került sor, egyelőre az *Eger—Füzesabony—Kömlő* vonalban és részben *Kápolna* vidékén. *Eger* és *Maklár* között a

Tard körül 1933-ban talált vetődés folytatását, *Füzesabonynál* pedig a *Mezőkövesden* 1933-ban talált maximum nyugati szárnyát mutattuk ki.

1937 nyarán először a *Sóshartyán vidékén* geológiai kimutatott boltozódás geofizikai megvizsgálása volt a feladatunk. A boltozódás, jó megegyezésben a geológiai felvételekkel, a geofizikai felvételek eredményeiben is megjelent. Ezután méréseinkkel *Nagybátony* felé haladva, *Mátraverebély* és *Szűpatak* között az ott geológiai kimutatott boltozódás gravitációs hatását észleltük.

Ugyanesak 1937 nyarán a bükkszéki mérések folytatásaként a *Bükkszék—Tarnalelesz* vonaltól keletre, *Bátor* vidékén is végeztünk méréseket. A mérések a *Darnó-hegy* és *Felsőrozsnaiki-tanya* vonulat ÉK-i folytatását jelezték.

1937 őszén *Verpelét vidékén* a Tarna völgyében és annak környékén, továbbá *Kál* és *Füzesabony* között az előző évi mérések területeit kötöttük össze. E mérések a *Mátra-hegység földalatti lejtőjének* regionális hatását mutatták, egyes helyeken a fedő rétegek felboltozódásának másodlagos gravitációs hatásával.

1938-ban folytattuk a *Kál körül* megkezdett méréseket, ÉK-re egészen a hegyek lábáig, D-re és DK-re pedig *Hevesen* át *Jászapátig*, *Tarnaszentmiklóson* és *Kiskörén* át *Tiszaburáig*, *Kömlön* és *Tiszanánán* át pedig *Kisújszállásig*. E mérések eredményei szerint a *Mátra-hegység földalatti lejtőjének* hatása csak a *Kál—Füzesabony vonalig* tart. Innen keletre és délre a gradiensek ellenkező irányba fordulnak, ami úgy is magyarázható, hogy erre felé az alapkőzet ismét emelkedik és keleten a *mezőkövesdi boltozódásba* megy át, messze délen pedig a *Tiszabura* mellett kimutatott gravitációs maximumot okozó felboltozódásban éri el a legmagasabb pontját.

Végül 1938 őszén a graviméteres méréseinkkel *Jászberény* mellett kimutatott gravitációs maximumot vizsgáltuk meg. A maximum jelenlétét a torziós ingamérések eredményei is igazolták.

A felsorolt területeken 1936—1938 években végzett torziós ingamérések számáról a következő kimutatás tájékoztat:

Vidék	Állomások száma	
1936 évben:		
Parád és Reesk	205	
Nagybátony	147	
Bükkszék	487	
Füzesabony és Kál	251	1090
1937 évben:		
Sóshartyán és Mátraverebély	373	
Bátor	165	
Verpelét és Kál	351	889
1938 évben:		
Kál és Heves	514	
Kisköre, Tiszabura, Tiszanána	506	
Jászberény	59	1079
	<u>Összesen:</u>	<u>3058</u>

4. Az 1936—1938 évi torziós ingamérések eredményei és azok magyarázata.

a. Sóshartyán, Mátraverebély és Nagybátony vidéke.

Sóshartyántól nyugatra, a *Sóshartyán* — *Nógrádmegyer* — *Karancsság* háromszög közepe táján (lásd az I. számú mellékletet) a gradiensek és az 59-es izogamma záródása határozott *gravitációs maximumot* jeleznek a geológiai felvételek szerint ezen a helyen kibuvó nagy sűrűségű idősebb alakulatok felett. A boltozódás É, K, D és DNY felé jól meghatározott lejtőkkel süllyed a mélybe, sőt a D-i és DNY-i szárnyán mutatkozó nagy gradiensek töréses szerkezetre is utalnak. ÉNY felé nincs meg a leesés, hanem a gradiensek és az izogammák ismét felboltozódást mutatnak. Az ezt jelző izogamma azonban a felmért területen belül nem záródik, nyugat felé pedig a felvételeket tovább nem folytattuk.

Sóshartyántól DK-re egészen a *Sámsonháza*—*Szűpatak* vonalig a gradiensek és az izogammák — kisebb jelentőségű helyi változásoktól eltekintve — az alapkőzet elég egyenletes süllyedését mutatják. *Sámsonházától* D-re és *Kisterenyétől* É-ra az izogammák két minimumot jeleznek. A legkisebb (35-ös, illetve 37-es) Δg értékű izogammák azonban a felmért területen nem záródnak.

Szűpataktól kezdve az eddig általánosan ÉÉNY-i irányú gradiensek megfordulnak és a záródó 39-es izogammával együtt világosan mutatják *Mátraverebély és Szűpatak között* a geológialag is kimutatott *boltozódás* gravitációs hatását. A boltozódástól NY-ra talált feltűnően nagy gradiensek és az izogammák sűrűsége a geológiai felvételekkel megegyezően *töréses* szerkezetre mutatnak. Kelet felé ellenben az izogammák csak kisebb átmeneti leesést mutatnak s azután helyt adnak a nagybátonyi nagy boltozódás nyugati szárnyához tartozó izogammáknak.

Nagybátony vidékén a gradiensek és az izogammák a geológialag kimutatott *alsólengyendi antiklinális* felett hatalmas felboltozódás három oldalát jelzik. E boltozódás NY felé a gravitációs adatokban és a geológiai felvételen is világosan jelentkező, közel É—D irányú töréssel és a gravitációs adatok szerint É felé is határozott KÉK-NYDNY irányú töréssel esik a mélybe. Keleti szárnyának hatása kevésbé határozott, mint a nyugati szárnyé, déli szárnyán pedig a hegyvidék miatt torziós ingaméréseket végezni nem lehetett.

Nagybátontól keletre, a *Mátramindszent* és *Mátraballa* között végzett későbbi kiegészítő mérések a nyert gradiensek és izogammák szerint az alapkőzet általános északi lejtésében lényegesebb változást nem mutattak.

b. Parád, Recsk, Bükkszék, Bátor és Verpelét vidéke.

Parád vidékén (lásd a II. számú mellékletet) az általában D-i irányú szabályos gradiensek és az izogammák is az *észak felé lejtő alapkőzetnek*, a *Mátrahegység északi, földalatti folytatásának* gravitációs hatását mutatják. A gradiensek nagyságának és irányának kisebb változásait a fedő rétegek alakulatai idézhetik elő, de ezek hatása annyira elenyésző, hogy belőlük a fedő rétegek alakulataira következtetni alig lehet.

Parádóhuta tájékán és attól DK-re a gradiensek ÉNY-i irányba fordulnak, jelölve annak, hogy az alapkőzet dél felé való emelkedése itt már megszű-

nik és körülbelül K—Ny irányú vonulatban dél felé kezd lejteni. E *parádóhútai antiklinális* vonulat déli szárnyának hatását csak néhány gradiens mutatja, az izogammák alig jelzik, nyugat felé pedig egyáltalán nem követhető. Délebbre és nyugatabbra ugyanis az erősen hegyes terepen torziós ingaméréseket egyáltalán nem végezhattünk.

Parádfürdő, Mátraderecske és Recsk között a gradiensek és az izogammák a parádi és a recski medencét elválasztó *Hegyes-hegy földalatti tömegének* gravitációs hatását mutatják. A gradiensek irányváltozásai és az izogammák öblösödései bizonyos mértékben ennek a felboltozódásnak a tagozódottságát is jelzik. Ilyen külön felboltozódás jelentkezik a *Lahoca-hegytől* É-ra, azután a *recski Kálvária-hegynél*, továbbá *Recsk keleti részén*.

A *Recsktől Bátor felé* húzódó területen legfeltűnőbb az igen nagy DK irányú gradiensek által és az ezekre merőleges igen sűrű izogammák által indikált hatalmas *DNy-ÉK irányú törésvonal*. E törésvonal a *Miklós-völgy* mentén kezdődik és a *Darnó-hegytől*, majd a *Felső-rozsnaki-tanyától* ÉNy-ra vonul el, azután a *Nagyasszó-tanyán* át halad *Hevesaranyos* és *Egerbocs* felé, sőt azon túl is. A törés délkeleti oldalán két nagy gravitációs maximum van, amelyeket *Szajla és Sirok közt* a *Tarna völgye* választ el egymástól. E maximumok a nagy sűrűségű alapkőzet felboltozódását mutatják.

Az egyik maximum a *Darnó-hegy* helyén van, ahol az alapkőzet a felszínre is jut. Elhatárolása az izogammákban nincs meg minden oldalról. A *Darnó-hegy* meredek és erdős ÉK-i lejtőjén ugyanis torziós ingaméréseket nem végezhattunk, úgyhogy itt a sűrű izogammák megszakadnak, de azután ismét biztosan jelentkeznek a DK-re végzett mérések eredményeiben. D-re a *Csikójáráspusztá* felé és DDK-re a gradiensek és izogammák további emelkedést, felboltozódást jeleznek.

A másik gravitációs maximum a *Felsőrozsnaki-tanya* tájékán van. A nagy törésvonal felé és még dél felé is a gradiensek meredek leesést mutatnak, ÉK-re azonban a *Nagyasszó-völgy* felett újabb boltozódás jelentkezik. E kettős boltozódás DK felé némi mélyedés után megint emelkedik.

A *DNy-ÉK* irányú nagy törésvonal *ÉNy-i* oldalán, *Bükkszék vidékén* egy másik, inkább *DDNy-ÉÉK* irányú *antiklinális vonulat* gravitációs hatását láthatjuk. *NyÉNy-i* szárnyát a gradiensek világosan jelzik, *KDK-i* szárnyának hatása azonban meglehetősen bizonytalan. A vonulat tengelye *DDNy* felől *Terpesznél* kezdődik, *Bükkszéktől* *ÉNy-ra* halad el és egészen *Fedémesig* követhető. *Bükkszéktől* *ÉNy-ra*, a *Gyöngyvirág-tető* és a *Csonkás-hegy* között a vonulatban kisebb, de határozott felboltozódás jelentkezik, amelyet zárt izogamma is jellemez. Mint ismeretes, ez a felboltozódás és környéke az azóta végzett nagyszámú fúrás szerint kisebb kiterjedésű és kapacitású olajmezőnek bizonyult.

Bükkszéktől északra, *Pétervására* és *Tarnalelesz vidékén* és a hegyek közé *benyúló völgyekben* végzett torziós ingamérések eredményei részint nem mutatták jelentősebb alakulatok hatását, részint pedig a környezet nagy és alig kiszámítható térszíni és térképi hatásai miatt következtetésekre nem alkalmasak.

A Pétervására— Ivád— Mátramindszent vonalban és a Mátramindszent—Mátraballa— Mátraderecske vonalban végzett mérések a nagybátonyi és a párád bülkszéki területek összeköttetésére szolgáltak. E két terület tehát két úton is összeköttetésbe került egymással. A mérések és a kiegyenlített Δg értékek számításának pontosságára jellemző, hogy a két úton végzett számítás tized milligalig ugyanarra az eredményre vezetett.

Verpelét vidékén végzett torziós ingaméréseinkkel az alapkőzet délkeleti lejtőjének, a Mátra-hegység délkeleti földalatti folytatásának gravitációs hatását mutattuk ki. Az általában ÉNy, É és ÉK felé mutató gradiensek és az ezekre merőlegesen haladó szabályos izogammák e masszívumnak majdnem egyenletes déli, illetve délkeleti lejtését jelzik. A lejtő hatása egészen a Kál—Füzesabony vonalig tart.

Épúgy, mint a Mátra-hegység északi földalatti lejtője felett láttuk, a déli földalatti lejtő nagy regionális hatása is elnyomja a fedő réteg esetleges alakulatainak gravitációs hatását. Néhány helyen azonban erre a regionális hatásra elég észrevehetően tevődik rá a fedő alakulat valószínű felboltozódásának másodlagos gravitációs hatása. Ilyen helyek a következők:

Tarnaszentmária és Kislána között a 40-es izogamma kiöblösödése jelzi a hozzátartozó gradiensekkel együtt a fedő alakulat valószínű felboltozódását.

Domoszló és Vécs között a 28,5-ös izogamma kiöblösödése és a gradiensek szembefordulása még jelentősebben mutatja az alapkőzetet fedő alakulat felboltozódását.

Feldebrő, Kápolna és Kerecsend között, a Honvédhalom-pusztta tájékán a gradiensek a fedő alakulatoknak a földalatti lejtőn terraszszerűen elhelyezkedő felboltozódását jelzik. E tömeghalmazódás gravitációs maximum-hatását az izogammák kiöblösödésén kívül a 24,9-es záródó izogamma megrajzolásával is szemléltethetővé tettük.

c. Eger, Maklár és Füzesabony vidéke.

Eger és Maklár között (lásd a II. számú mellékletet) talált nagy ÉNy-i irányú gradiensek az alapkőzetnek nagy délkelet felé való levetődését mutatják DNy—ÉK irányú törésvonal mentén. Ez a törésvonal az 1933.-ban Bogács és Tard között kimutatott hasonló irányú törésvonal folytatásában van és avval minden bizonnyal össze is függ.

Maklár és Füzesabony között az 1933. és 1934. évi mezőkövesdi mérésekhez csatlakozva általában DDK irányú gradienseket találtunk, amelyek azután Füzesabonytól kezdve inkább keleti irányú gradiensekbe mennek át. Ezek a gradiensek az 1933.-ban kimutatott mezőkövesdi boltozódás nyugati szárnyának hatását jelzik.

d. Kál, Heves és Tiszabura vidéke.

A Kál—Füzesabony vonaltól kezdve (lásd a III. számú mellékletet) a gradiensek általános É és ÉNy-i iránya megfordul és délivé, illetve délkeletivé

válík. Ennek megfelelően ebben a vonalban *gravitációs minimum-terület* alakul ki és innen délre a Δg értékek lassan növekedni kezdenek.

A gradienseknek ez az általános D és DK-i iránya, valamint a Δg értékek növekedése egészen a *Tiszáig* eltart. *Tiszabura* mellett azután a gradiensek megfordulása és a majdnem záródó izogammák *gravitációs maximumot* mutatnak, amelyet *Tiszaroff* mellett még egy kisebb maximum követ. A maximum nyugati és délnyugati szárnya — mérések híján — még nem ismeretes. A Δg legnagyobb értéke 39,8 milligal, nagyobb, mint a szomszédos mezőkövesdi és tiszaoärsi maximumokon.

A *Kál és Tiszabura* között talált gradienseknek és a *tiszaburai gravitációs maximumnak* az értelmezését nagyon megnehezíti az a körülmény, hogy ezen a területen sem más természetű geofizikai mérések, sem geológiai felvételek, sem mélyfúrások nem történtek. Lehetséges, hogy a *Kál—Füzesabony* vonaltól délre az alapkőzet ismét emelkedni kezd és *Tiszaburánál felboltozódása* van. Ismeretes azonban, hogy a nem messze levő tiszaoärsi gravitációs maximumnak hasonló értelmezését a mélyfúrás nem igazolta és az azóta végzett szeizmikus mérések az alapkőzetnek nem emelkedését, hanem süllyedését jelezték. Így tehát a tiszaoärsi maximumot és lehet, hogy a tiszaburait is, az alapkőzetnek nem a felboltozódása, hanem csupán *sűrűségének valószínű megnövekedése* idézi elő.

Mint másutt is láttuk, az *alapkőzetnek* mélyről jövő és ezért nagy területre kiterjedő *regionális hatására* ezen a vidéken is több helyen rátevéődik a *fedő rétegek* alakulatainak kisebb és helyi jellegű *másodlagos hatása*. A rendszertelenebb hatásoktól eltekintve a következő két jellegzetesebb esetet említhetjük meg.

Füzesabony és Dormánd mellett *gravitációs minimum-területet* találunk, amely a földmágneses mérések eredményei szerint a felszíni rétegnél kisebb sűrűségű *tufa-alakulat két felboltozódásának* hatása. Ez a tufaréteg a mezőkövesdi torziós ingamérések eredményeinek értelmezésében is nagy szerepet játszott. A déli irányú gradienseket és a tiszaoärsi gravitációs maximumot esetleg ennek a tufarétegnek a dél felé való elvékonyodása és végül kiékelődése is okozhatja. Azt, hogy e tufaréteg a *Kál—Tiszabura* területen is megvan-e, nem tudjuk.

Heves községnél a gradiensek és az egyik izogamma záródása is kis helyi maximumot jeleznek. Ennek és az innen D és DK-re talált szabálytalan gradienseknek valamely, a felszínhez közelebb fekvő, nagy sűrűségű réteg gravitációs hatása lehet a magyarázata. Ezen a vidéken állítólag már az 50 m mélységű fúrt kutakban sűrűbb, erősen összenyomott homokréteget találtak, amely elegendő lehet e hatások magyarázatára.

e. Jászberény vidéke.

Jászberénytől délre az 1938. évi graviméteres mérések eredményeiben jelentkezett *gravitációs maximumot* még ugyanabban az évben torziós ingaméréseinkkel is megvizsgáltuk. (Lásd a III. számú mellékletet.) A maximumot e torziós ingamérések is szépen kimutatták. A maximumot körülvevő izogammáknak

az alakja és a maximum helye azonban eléggé eltér a kétféle felvétel eredményeiben. A torziós ingamérések eredményeiből számított gravitációs maximum 1,5 km-nyire van DK-re a graviméteres mérések eredményeinek maximumától.

Minthogy *jászberényi* méréseink nincsenek összeköttetésben előző méréseink területével és itt ingával sem történtek még nehézségerő-mérések, a gradiensekből számított és kiegyenlített Δg értéket úgy határoztuk meg, hogy a legnagyobb Δg érték egyenlő legyen a graviméteres mérésekből kapott és a mezőkövesdi terület Δg értékeiből levezetett rendszerbe tartozó jászberényi legnagyobb Δg értékkel.

Ha a *Jászberény* vidékén elkezdett torziós ingaméréseket kelet felé folytatnók és összeköttetésbe hoznók a *Jászapáti* és *Heves* vidékén végzett torziós ingamérésekkel, akkor látnók, hogy a jászberényi gradiensek hogyan illeszkednek bele a gradienseknek a *Kál—Füzesabony* vonaltól kiinduló rendszerébe. Ha a gradienseknek ez a rendszere az alapkőzetnek dél felé való emelkedését jelzi és a jászberényi gradiensek is ehhez a rendszerhez csatlakoznak, akkor a talált jászberényi maximumot is az alapkőzet *felboltozódásával* értelmezhetjük. Itt is lehetségesek azonban a fentebb említett egyéb magyarázatok is, amelyek közül a legvalószínűbbnek a kikeresést szeizmikus mérésekkel kellene eldönteni.

B. Graviméteres felvételek.

1. A Haalck-féle graviméter leírása, próbamérések.

A *m. kir. Iparügyi Miniszterium* az 1937. év végén a *m. kir. Bárá Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* számára az *Askania Werke A. G., Berlin—Friedenau* cégnél egy *Haalck-féle gravimétert* szerzett be. (Lásd I. lap, 4. ábra.)

Ez az eszköz a *barometrikus graviméterek* csoportjába tartozik. A működési elve a következő: a v térbe zárt gáz nyomása legyen p és ez tartson egyensúlyt a h magasságú higanyoszlop nyomásával,

$$p = h s g,$$

ahol s a higany sűrűségét és g a nehézségerő gyorsulását jelenti.

Állandó hőmérsékleten s állandó, p pedig a v -vel fordítottan arányos; tehát ha a g változik, akkor

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dv}{v} = \frac{dh}{h} + \frac{dg}{g}.$$

U alakú berendezés esetén a higanyszintkülönbség dh változása a higanyfelszín $\frac{1}{2} dh$ eltolódását jelenti. Ha tehát a v térfogatot magába foglaló edény F keresztmetszetű henger, akkor

$$dv = \frac{1}{2} dh F.$$

Innen dh kifejezhető :

$$dh = \frac{2}{F} dv.$$

A dv térfogatváltozás pontos megmérése a cső vékony kapillárisban

folytatódik, amelyet toluol csepp zár el. Legyen ennek keresztmetszete q , a toluol csepp eltolódása dx , akkor

$$dv = q dx$$

és

$$dh = \frac{2 q}{F} dx.$$

Ezeket a $\frac{dv}{v}$ egyenletében tekintetbe véve és onnan dg -ét kifejezve

$$dg = -gq \left(\frac{1}{v} + \frac{2}{h F} \right) dx = C dx.$$

Itt C -t az eszköz állandójának nevezzük.

Hogy a mérés pontosságát fokozzák, két teljesen egyforma eszközt építettek egybe. Így minden állomáson ugyanazt a dg értéket két egymástól független eszközzel mérjük meg.

A graviméter jó működésének elengedhetetlen feltétele az eszköz *állandó hőmérsékleten* tartása. Az állandó hőmérsékletet úgy érjük el, hogy az egész kettős eszközt kettősfalú jégtermosztátba helyezzük el, amelyben az olvadó jég hőmérséklete állandóan 0°C . Szükséghez képest az eszköz jégszekrényét napjában egyszer-kétszer utána kell tölteni.

A készülék állandójának meghatározása a

$$C = \frac{g}{2} \frac{d\varphi^2}{dx}$$

formula alapján történik, ahol $d\varphi$ az eszköz elhajlása a függélyestől, dx a toluolcsepp elmozdulása és g a nehézséggyorsulás abszolút értéke.

Miután az eszközállandót meghatározó egyenlet parabola egyenlete, azért az összetartozó $d\varphi$ és dx értékekből parabolát szerkeszthetünk és abból grafikus úton határozhatjuk meg a készülék állandóját. De ugyanazt normálegyenletek felállításával a legkisebb négyzetek módszerével kiegyenlítés útján is megkaphatjuk.

A *Haalck-féle graviméterrel* 1937. december és 1938. január hónapokban összesen 13 napon történtek próbamérések *Budapest* környékén. Ezen idő alatt 22 állomáson határoztuk meg a dg értékét. A 22 graviméteres állomáson, amelyeknek egymástól való távolsága 3 km volt, 196 mérést végeztünk.

Az állomások közül 10 ama helyek közelében volt, ahol *Oltay Károly műegyetemi tanár* relatív ingaméréseket végzett. Így alkalom nyílt arra, hogy a graviméterrel nyert értékeket az ingamérések adataival közelítőleg összehasonlíthassuk.

Mivel ezen a területen 1935-ben torziós ingaméréseket is végzett a *Geofizikai Intézet*, ezek további összehasonlításokra adtak alkalmat.

A háromféle mérés eredményeit a következő összehasonlítás szemlélteti:

Szám	Állomás	A nehézségérő rendellenessége mgal-ban		
		Oltay-féle relatív ingamérés	Eötvös-féle torziós ingamérés	Haalck-féle graviméter
1	Budapest, Műegyetem	+ 44	—	+ 46
2	Budapest, Fizikai Intézet	+ 36	—	+ 41
3	Budapest, Földtani Intézet	+ 37	—	+ 38
4	Rákosfalva	+ 35	+ 35	+ 37
5	Mátyásföld	+ 47	+ 45	+ 39
6	Cinkota	+ 44	+ 44	+ 38
7	Nagytarcsa	+ 39	+ 38	+ 38
8	Gödöllő	+ 35	+ 32	+ 31
9	Pécel	+ 24	—	+ 25
10	Mogyoród	—	+ 44	+ 46
11	Fóti kastély	+ 32	+ 37	+ 29

A *budapestkörnyéki* próbamérések alapján az egyes mérések hibája, vagyis az a hiba, amit akkor követünk el, amikor egy állomás Δg -jét csak egyszer és csak egy eszközzel mérjük: $\pm 1,8$ milligal. De mivel két eszköz van, azért az egyszeri mérés hibája is kisebb: $\pm 1,3$ milligal. Ha pedig azt is figyelembe vesszük, hogy a mérés úgy történik, hogy mindegyik állomáson kétszer mérünk, egyszer odamenet, egyszer visszajövet, akkor egy állomásra a normális napi menetben 4 Δg meghatározás esik és egy állomás meghatározásának középhibája $\pm 0,9$ milligal.

Minthogy ez a középhiba nem nagyobb, mint amennyi például a relatív ingamérésekre adódott, úgy látszott, hogy a *Haalck-féle graviméter* előzetes gravitációs mérésekre alkalmazható lesz.

2. A mérések kivitele és a mérési adatok feldolgozása.

A rendszeres mérések módszere részint már a *budapesti*, méginkább azonban a *mezőkövesdi próbamérések* alatt alakult ki.

Hamarosan nyilvánvalóvá vált, hogy mivel a teherautóra felszerelt körülbelül 7 q súlyú gravimétert nem lehet az autóról le és felszerelni, méréseket csak ott lehet végezni, ahová a teherautó el tud jutni. Tekintve az alföldi útviszonyokat, száraz időben a kisebb dűlőutak is, esős időben azonban csak a köves utak voltak a teherautóval járhatók. Így a mérések kivitele is az útviszonyoktól és az időjárástól függött, és az mindig csak utak, vonalak mentén történhetett. Ép e miatt a graviméteres méréseket hálózatos rendszer szerint nem lehetett végezni, amely körülménynek hátrányairól később lesz szó.

A mérések kivitele a következő volt.

Minden reggel a jégtartály feltöltése után a mérések megkezdése előtt az eszközön lévő libellák gondos ellenőrzése, esetleg újra való beállítása következett. Hamarosan kiderült, hogy a teherautónak csak oly sebességgel volt szabad közlekedni, amely mellett a rázás a lehető legkisebb volt; ez természetesen megint az útviszonyoktól függött. A mérési pontok egymástól való távolsága 500 méter vagy 1000 méter volt. Az állomások között csak lassan és lehetőleg egyenletesen, körülbelül 4—10 km óránkénti sebességgel volt szabad haladni. A mérések tartama alatt a

kocsinak nyugodtan kellett állnia, amit az autó hátulsó részének két emelővel való alátámasztásával lehetett elérni. Ez főként a szél által okozott rázások kiküszöbölésére szolgált. A mérési idő egy helyen körülbelül 6—10 perc volt.

Mivel a graviméteres méréseknél általában, de különösen a barometrikus rendszerű gravimétereknél elengedhetetlenül szükséges, hogy a mérések megismételtessenek, azért a mérési vonal befejezése után ugyanazon a vonalon lévő állomásokon, de most már ellentett sorrendben ismét észlelések történtek. A *Haalck-féle graviméter* két eszközből áll, ily módon minden ponton *négy* értéket kaptunk a nehézségerő változására (a Δg értékre). A *Haalck-féle graviméter* pontosságát még mindig nem tartván elégségesnek, ennek fokozására az egy nap végzett méréseket másnap ugyanabban a sorrendben megismételtük és megint kétszer, cda-menet és visszajövet. Így minden állomáson 8 érték közepe adta meg a Δg értékét.

Dacára a mérések nyolcszoros ismétlésének, a *Haalck-féle graviméterrel* történt mérések eredményei nem voltak teljesen kielégítők.

A *Haalck-féle graviméternek* pontossága messze mögötte marad a ma mindenfelé használt különféle típusú *rúgós gravimétereknek*, amelyekre vonatkozólag az állítólagos hibahatár ± 0.1 milligal vagy még kisebb, a *Haalck-féle* eszközre megállapított ± 1.0 milligal középhibával szemben.

A graviméteres mérések észlelt értékeit, hasonlóan a torziós inga által nyert észlelési adatokhoz, jelentős javításoknak kell alávetni, hogy az észlelt értékekből a földalatti tömegeloszlás okozta nehézségerő rendellenességeket meghatározhassuk. E javítások a következők:

1. Az észlelt adatokat *ev* magasságra, azaz egy síkra kell redukálnunk. Az állomások magasságkülönbségeit ehhez a magassági javításhoz térképből vetjük ki. A magasságkülönbségeknek ez a meghatározása a *Haalck-féle graviméterrel* való mérésekhez elegendő pontosságot ad, de nem volna elegendő a legújabb típusú graviméteres mérésekhez, ahol külön szintezéssel kell az állomások magasságkülönbségét meghatározni.

2. Az úgynevezett Bouguer-féle korrekció a két állomás magassága közt lévő földtömeg vonzóerejét vonja le a magasabban fekvő állomáson észlelt értékből. E célra azonban szükséges volna a földtömeg sűrűségének pontos ismerete. Mivel ennek közvetlen meghatározása igen nehézkes és hosszadalmas lett volna, az egész felmért területen 1,8 közepsűrűséggel számítottuk az összes Bouguer-féle korrekciókat.

3. A nehézségerő normális értékének kiszámítása az általánosan ismert *Helmert-féle formulával* történt, de nem az egyes állomásokra érvényes g_0 értéket számítottuk ki, hanem mindig csak két szomszédos állomásra érvényes g_0 érték különbségét.

Minthogy ezáltal mindig csak két szomszédos állomáson lévő *nehézségerő rendellenességek különbségeit* kaptuk meg, szükséges volt, hogy az egyes állomásokra érvényes nehézségerő rendellenességeket is meghatározzuk. E célból a *Mezőkövesd* nyugati szélén a torziós inga adataiból nyert 28 milligal értékű Δg -hez kapcsoltuk a graviméter által nyert összes rendellenességeket. A nyert Δg értékeket kiegyenlítésnek vetettük alá úgy, hogy mivel egy-egy zárt vonal mentén a Δg változásának zérusnak kell lennie, a zérustól való eltérést a

zárt vonal mentén fekvő állomásokon arányosan osztottuk el. Azonkívül az egyes vonalak mentén az eszköz pontatlanságából eredő kiugrásokat is kijavítottuk.

Igy minden állomásra megkaptuk a nehézségerő rendellenességét, a Δg értékét. Az egyenlő értékű pontokat összekötve nyertük az izogammákat. Az izogammák megvonása azonban a graviméteres térképen meglehetősen önkényes, mivel az állomások nem hálózat szerint, hanem csak vonalak mentén lévén elhelyezve, a Δg értékek nagy területeken teljesen ismeretlenek és így nagy mérés nélküli területeken csak interpolációval lehetett az izogammák menetét meghatározni.

Innen ered, hogy azokon a területeken, ahol torziós ingamérések is folytak, a kétféle mérés eredményeiből számított izogammák sokszor igen eltérő lefutást mutatnak.

3. Mérési eredmények Mezőkövesd vidékén.

A IV. számú melléklet mutatja a Mezőkövesd vidékén mért állomásokat, a graviméteres mérésekből nyert Δg értékeket és az ezek alapján megszerkesztett izogammákat. E graviméteres mérések 1938. április 6-tól 11-ig és május 12-től június 3-ig tartottak. 176 állomáson határoztuk meg a Δg értékét, ami 25 munkanapot számítva 7 állomás napi átlagnak felel meg.

E mérések célja az volt, hogy összehasonlítsuk a *graviméter* és a *torziós inga* által nyert eredményeket. Ez az összehasonlítás kétségkívül megmutatta, hogy ha a részletekben nem is, de bizonyos megközelítésben a graviméteres mérések a torziós ingamérésekhez hasonló eredményeket szolgáltatnak.

Igy a torziós ingamérések adatai alapján *Mezőkövesdtől DNy-ra* megállapított gravitációs maximum világosan jelentkezik a graviméteres izogammatérképben is, bár mind az izogammák lefutásában, mind a maximum helyében és értékében is eltérés mutatkozik a kétféle mérés eredményei között. A graviméter által nyert maximum 2 milligallal nagyobb és K-re kissé el van tolva a torziós ingamérések eredményeiből számított maximumtól. Ez az eltérés nagyobb részben irandó a graviméter, mint a torziós ingamérések hibáinak rovására.

A *mezőkövesdi graviméteres mérések* mindenesetre azt mutatták, hogy dacára kisebb pontosságának és nehézkes kezelésének a *Haalck-féle gravimétert* arra mégis lehet használni, hogy ismeretlen területen a nehézségerő rendellenességeit és ezáltal gravitációs maximumok helyeit meghatározzuk. A nehézségerő rendellenességének részletesebb megismerésére azonban vagy torziós ingamérések végzése, vagy valamely igen nagy pontossággal dolgozó új típusú rúgós graviméter alkalmazása szükséges.

4. Mérési eredmények a Füzesabony-Kömlő-Tizadasüly-Szolnok-Cegléd-Nagykátá-Vámosgyörk-Füzesabony helységek által határolt területen.

A fenti helységek által határolt területen történtek azok a *graviméteres mérések*, amelyek e területen a nehézségerő rendellenességeinek megvizsgálását célozták. Azokat a területeket, ahol már torziós ingamérések voltak, vagy ame-

lyeknek megvizsgálása az 1938. évi torziós ingamérések feladata volt, általában kihagytuk s a graviméteres méréseket inkább Ny-ra és DNy-ra terjesztettük ki.

E graviméteres mérések *Hevessel*, mint központtal 1938. június 4-től július 7-ig tartottak és 33 munkanap alatt 233 állomáson történtek, ami átlagban napi 7 állomás elvégzésének felel meg. A mérések második része *Abony*, illetve *Jászberény* központokból történt és 1938. július 29-től december 1-ig tartott, amely idő alatt 110 munkanapon 759 állomáson történtek mérések. Ez napi 6,9 állomásnak felel meg.

A fenti területen végzett graviméteres mérések eredményeit is a *IV. számú melléklet* mutatja, ahol az állomások és az izogammák vannak feltüntetve. A *ceglédi és szolnoki Oltay-féle relatív ingaállomásokat* is berajzoltuk a térképbe, a *Ag* értékek összehasonlítása céljából.

A graviméteres mérések alapján szerkesztett izogammáknak már az alakja és a lefutása is mutatja, hogy ezek nem hálózati mérések eredményeiből vannak levezetve, amennyiben az izogamma vonalak többnyire szabályosak, ami annak a következménye, hogy egymástól távol fekvő ugyanakkora *Ag* értékű pontokat kellett összekötni anélkül, hogy a közbülső elég nagy területen csak egy *Ag* értéket is ismertünk volna. Így aztán az egymástól távol fekvő ugyanakkora *Ag* értékű pontok összekötése, tehát az izogammák megszerkesztése közel egyenes, vagy csak kis görbülettel bíró vonalakkal történt.

Részen ebben a körülményben, és a graviméteres mérések kisebb pontosságában rejlik az oka annak, hogy ugyanazon a területen végzett graviméteres és torziós ingamérésekből számított izogammák általában nem nagyon hasonlók egymáshoz.

Ilyen eltérés található a *Kál-Jászapáti-Jáskisér* vonaltól K-re eső területen. Ezzel szemben a *Jászberénytől* D-re fekvő területen a kétféle módszer alapján nyert izogammák közel egyező lefutásúak.

A nehézségerő rendellenességének általános eloszlása azonban mindkét mérés eredményei szerint eléggé hasonló. Így a nehézségerőnek *Füzesabonytól* D-re egészen *Tiszasülyig* illetve *Tiszaburáig* való emelkedése ugyanaz, sőt az emelkedés nagyságrendjében is csak 3 milligal eltérés van.

Heves község területén mind a *graviméter*, mind a *torziós ingamérések* szerint egy *másodlagos kis gravitációs maximum* jelentkezik.

Azon a graviméterrel már felmért területen, ahol torziós ingamérések még nem voltak, több kisebb-nagyobb gravitációs maximum adódott, amelyeknek torziós ingával való megvizsgálása is szükségesnek látszik.

Ezek a gravitációs maximumok É-ről D-felé haladva a következő helyeken jelennek meg a graviméteres mérések adataiban:

1. *Jászfényszarutól K-re és Csány községtől D-re van egy kisebb maximum 28 milligal értékű rendellenességgel.*

2. A felmért terület *Ny-i szélén Tóalmás községnél egy az előbbinél nagyobb értékű maximumot találunk 34 milligal értékkel, amely maximum azonban még nincs teljesen kidolgozva, és Ny-i szárnya ismeretlen.*

3. *Jászberénytől D-re találjuk a 35-ös izogammával meghatározott jelentős gravitációs maximumot, amelynek jelenléte az ott eszközölt torziós ingamérések által is megállapítást nyert. E gravitációs maximum kiterjedése is elég nagy-*

nak látszik arra, hogy mibenlétét további torziós ingamérésekkel és esetleg szeizmikus mérésekkel is megvizsgáljuk.

4. Egy még nem teljesen kidolgozott gravitációs maximumot találunk *Zagyvarékastól D-re*, amely szintén érdemesnek látszik arra, hogy torziós ingával részletesebben megvizsgáltsék.

5. Az előbbihez hasonló maximumot, amely azonban annál sokkal részletesebben ki van dolgozva, kaptunk *Abony ÉK-i* szélén 40 milligalos értékkel. Ennek torziós ingával, sőt szeizmikus mérésekkel való további kidolgozása szintén indokoltnak látszik.

*Cegléd*en és *Szolnok*on a graviméteres mérések közrefogják azt a két álmást, amelyen *Oltay Károly* relatív ingaméréseket végzett. E két helyen a graviméteres mérések és a relatív ingamérések által nyert Δg értékek a következők:

Relatív ingamérésekből.	Graviméteres mérésből.
<i>Cegléd</i> $26,0 \cdot 10^{-3}$ C. G. S.	$33,5 \cdot 10^{-3}$ C. G. S.
<i>Szolnok</i> $31,0 \cdot 10^{-3}$ C. G. S.	$37,2 \cdot 10^{-3}$ C. G. S.

A kétféle mérés által nyert Δg értékek jelentős eltérést mutatnak, amennyiben a különbség *Cegléd*en 7,5 és *Szolnok*on 6,2 milligalt tesz ki. Ennek oka egyrészt a Δg értékekre alkalmazott korrekciók különbségében, de méginkább abban a körülményben van, hogy a graviméteres Δg értéket *Kisujszállástól Mezőkövesden és Jászberényen át* vezettük le *Ceglédre és Szolnokra*, tehát igen hosszú úton át, amelyen azután a graviméteres mérések hibái halmozódhattak. Ha azonban csak a ceglédi és szolnoki Δg értékek különbségét nézzük, az összehasonlítás eredménye sokkal jobb, amennyiben:

$$\Delta g_{\text{Cegléd}} - \Delta g_{\text{Szolnok}} = \begin{array}{cc} \text{Relatív ingamérésből.} & \text{Graviméteres mérésből.} \\ -3,7 \cdot 10^{-3} \text{ C. G. S.} & -5,0 \cdot 10^{-3} \text{ C. G. S.} \end{array}$$

Ez az összehasonlítás is megerősíti azt a véleményt, hogy a *Haalck-féle graviméter*, ha részletes felvételekre nem is, de valamely terület előzetes mérésekkel való megvizsgálására használható.

C. Földmágneses mérések.

1. A gyakorlati irányú földmágneses mérésekről általában.

A mérések kivitele, az eredmények feldolgozása és magyarázata.

A gyakorlati irányú földmágneses mérések feladata mágneses hatású hasznosítható földalatti alakulatok, vagy ásványok, elsősorban vasércelőfordulások felkutatása és a már ismeretes ily előfordulások részletes megvizsgálása. E kutatás azon alapul, hogy a földalatti mágneses hatású tömegek a földi mágneses tér normális eloszlását megváltoztatják.

Az átkutatandó területen tehát meg kell határozni a földi mágneses tér erősségének összetevőit, vagy ezeknek az összetevőknek legalább a változásait. A földmágneses erő valamely helyen a földmágnesség normális értékéből, annak

időbeli változásából és a földalatti mágneses tömegek meghatározni kívánt hatásából adódik össze. Eszerint a földalatti mágneses tömegek hatását, a *földmágnesség anomáliáit* úgy kapjuk meg, hogy az észlelt értékekből a normális értékeket és az időbeli változást levonjuk. Az így nyert anomáliák nagyságából következtetünk azután az azokat okozó alakulat jelenlétére és esetleg méreteire is. Ha a kérdéses kőzet mágnesezését, az ú. n. mágneses szuszceptibilitását ismerjük, akkor a torziós ingamérések magyarázatában követett eljáráshoz hasonlóan szelvényszámítást is végezhetünk.

A Geofizikai Intézet gyakorlati irányú méréseiben általában a függőleges és vízszintes összetevőnek, a vertikális intenzitásnak (V-nek) és a horizontális intenzitásnak (H-nak) a változásait határozza meg. A V változásainak meghatározására *Schmidt-féle vertikális variométer* (lásd II. Lap, 5. ábra), a H változásainak meghatározására pedig *Kohlrausch-féle horizontális variométer* szolgált (lásd II. Lap 6. ábra). A *Schmidt-féle* eszköz állandóit elektromos árammal illetve segédmágnessel többször is meghatároztuk; a *Kohlrausch-féle* eszköz állandóit régebbi meghatározásokból vettük át.

A mérések állomásait dél-észak irányú vagy ehhez közelálló vonalak mentén szoktuk, a mérés céljának megfelelően, kisebb-nagyobb távolságra elhelyezni.

Az észlelt változásokon mindenekelőtt a *földi mágneses tér időbeli változásai miatt szükséges javításokat* végezzük el. Az időbeli változást vagy valamely közeli obszervatorium feljegyzéseiből, vagy pedig a mérésekkel egyidőben, állandóan ugyanazon a helyen, az ú. n. bázisállomáson végzett külön megfigyelésekből szokás megállapítani.

Az 1936. évi *pátkai és nézsai méréseink* idején két Kohlrausch-féle horizontális és egy Schmidt-féle vertikális variométerünk volt. E mérések közben tehát a horizontális intenzitás időbeli változásait (a *lovasberényi* illetve a *penci* bázisállomáson) magunk határozhattuk meg, a vertikális intenzitás időbeli változásait azonban a bécsi földmágneses obszervatorium megfigyeléseiből kellett átvennünk.

E mérések után a Geofizikai Intézet még egy Schmidt-féle vertikális variométert szerzett be, úgyhogy a *mátravidéki méréseken* (több bázisállomáson) már a vertikális és a horizontális intenzitás időbeli változásait is magunk figyelhettük meg.

Az 1937. év végén beszerzett új Schmidt-féle horizontális variométer, a régebbi vertikális variométer és az ezekhez beszerzett új regisztráló felvevő berendezés (lásd II. Lap 7. ábra) azután lehetővé tette, hogy az időbeli változást fényképezéssel regisztrálhassuk. A berendezést 1937-ben *Budakeszi* határában kipróbáltuk és az időbeli változás fényképezéssel kapott görbéit egyidejű vizuális észlelések görbéivel összehasonlítottuk.

1938-ban már ezt a berendezést alkalmaztuk az időbeli változások feljegyzésére. A berendezést a mérések területéhez közel, alkalmasan elhelyezett sötét szobában állítottuk fel. A fényképeken nyert görbék 1 mm-nyi kitérésének megfelelő intenzitásváltozás értékét segédmágnesekkel végzett kitérésekből többször is meghatároztuk.

Az eszközök ellenőrzésére szolgált minden nap a mérés kezdetén és végén egy és ugyanazon a ponton, a bázisállomáson való mérés, valamint egyes mérések megismétlése a terep némely állomásán.

Végül javítanunk kell az észlelt eredményeket a földmágnesség térbeli normális változása miatt is. A földmágnesség ugyanis a földalatti vagy felszíni mágneses hatóktól meg nem zavart területen is délről észak felé, valamint nyugatról kelet felé haladva változik, amit úgy fejezhetünk ki, hogy a földmágnesség normális értéke a földrajzi koordinátáknak, a földrajzi szélességnek és hosszúságnak a függvénye. Ezt az ú. n. *normális változást* Magyarország területére Báró Eötvös Loránd nagyszámú abszolút meghatározásaiból levezetett következő formulák fejezik ki:

$$\Delta H = + 0.000\,077\,10 \Delta \varphi - 0.000\,007\,83 \Delta \lambda,$$

$$\Delta V = - 0.000\,107\,49 \Delta \varphi - 0.000\,003\,62 \Delta \lambda,$$

ahol $\Delta \varphi$ és $\Delta \lambda$ az egyes állomásoknak valamely kiinduló ponttól, legcélszerűbben a bázisállomástól számított földrajzi szélesség- illetve hosszúságkülönbségei ípercekben kifejezve.

Ha délről észak felé haladva méréseinkkel valamely földalatti mágneses hatású alakulatot keresztezünk, akkor a vízszintes összetevőben (H-ban) az alakulat déli szélén maximumot (pozitív anomáliát), közepe táján inflexió pontot (0 anomáliát), északi szélén minimumot (negatív anomáliát), a függőleges összetevőben (V-ben) pedig az alakulat közepe táján (az inklináció nagysága szerint attól a mágneses egyenlítő irányában eltolva) maximumot észlelhetünk. Hogy az alakulat milyen irányú és hol legnagyobb a mágneses hatása, azt több ilyen dél-északi irányú vonal végigmérésével állapíthatjuk meg.

Méréseinket ennek megfelelően mi is legtöbbször D-E irányú vonalak mentén végeztük. A vonalakat és bennük a mérések helyeit általában előbb egymástól nagyobb távolságra helyeztük el és kerestük bennük azokat a helyeket, ahol a függőleges összetevő maximuma a vízszintes összetevő hullámszerű változásával együtt jelentkezett. Az ilyen helyeken azután a nyert anomáliákat okozó alakulat részletesebb megvizsgálására a vonalakat és bennük a mérések helyeit egymástól kisebb távolságra, azaz sűrűbben helyeztük el.

A földmágneses anomáliák szemléltetése úgy történik, hogy a felmért szelvény mentén talált V és H anomáliákat egy koordináta rendszerben mint ordinátákat rakjuk fel s így megkapjuk a kétféle anomália görbéjét. (Lásd az V. számú mellékletet.)

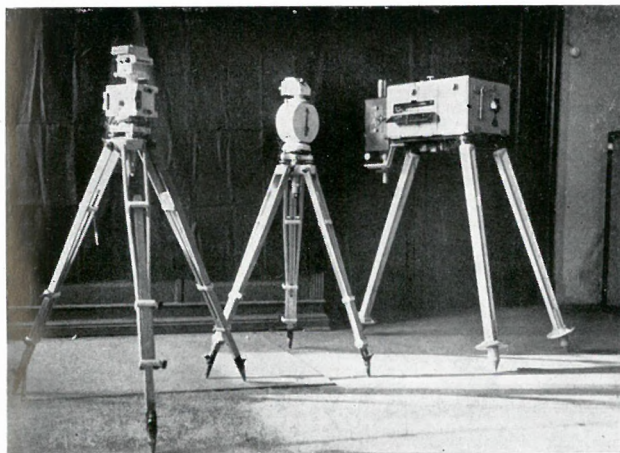
Egy másik módja az ábrázolásnak az, midőn azokat a pontokat, ahol a V vagy H anomália ugyanaz, összekötjük. Ekkor megkapjuk a V illetve H anomália izodinámjait. Ilyen izodinám-térképek láthatók a 12., 13. ábrákon és a VI. számú mellékleten.

Előzetes tájékozódásul, vagy a nyert eredmények magyarázatához szükséges számítások céljaira a legtöbb esetben az illető vidékről származó kőzetek mágneses szuszceptibilitását is meghatároztuk a *Geofizikai Intézet Eötvös-féle mágneses transzlatométerével*.¹¹⁾

¹¹⁾ Báró Eötvös Loránd: Vizsgálatok a gravitatio és mágnesség köréből. Math. és Term. Tud. Értesítő XIV. kötet.



5. ábra.
Schmidt-féle variometerek.



7. ábra.
Időbeli változást
regisztráló berendezés.



6. ábra.
Kohlrausch-féle
horizontális variometer.



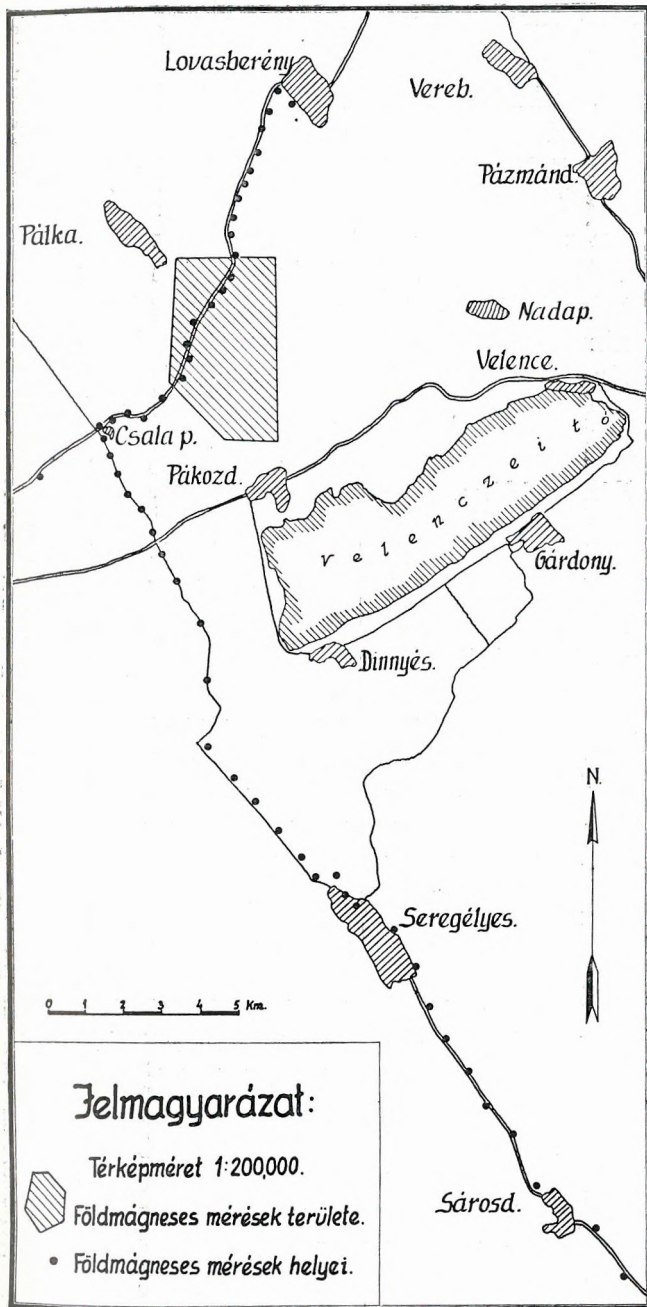
16. ábra.
Szeizmikus műszerkocsi.

2. Földmágneses méréseink 1936-ban és azok eredményei.

a. Pátka vidéke.


A fehérmegyei Pátka vidékén már régebben ismerik a mágnesvasérc-nyomok felszíni előfordulásait. A vidék geológiai viszonyait Dr. Vendl Aladár¹²⁾, a vasércelőfordulást Dr. Pálffy Móric¹³⁾ írta le. Utóbbi megemlíti, hogy a Pátka határában három helyen is előforduló mágnesvasérc kiaknázására alakult társaság kisebb mélységű kutató fúrásokkal, majd „magnetométerrel” végzett kutatásokat a felszín alatt esetleg előforduló mágnesvasérc után, de eredménytelenül. E helyen 1936-ban érzékeny variométereinkkel rendszeres földmágneses méréseket végeztünk.

A megvizsgálandó területen 4 vonalat fektettünk végig D-E irányban, egymástól 800—1000 méter távolságra, 50—100 méter állomásközökkel és 3—4 km hosszúságban. Az egész terület általános földmágneses viszonyainak kiderítése céljából egy hosszabb vonalat (lásd a 8. ábrát) is végigmértünk, amely Lovasberénytől Csala-pusztán át Sárosd községen túl terjedt. E vonalban nagyobb, 1 km-ig terjedő állomásközökkel haladtunk. — Összesen 128 állomáson végeztünk észleléseket.



Felmagyarázat:

Térképméret 1:200,000.

 Földmágneses mérések területe.

• Földmágneses mérések helyei.

8. ábra.

Földmágneses mérések helyszínrajza
Pátka vidékén.

¹²⁾ Dr. Vendl Aladár: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve XXII. kötet.

¹³⁾ Dr. Pálffy Móric: Mágnesvasércnyomok a Velencei-hegységben. Term. Tud. Közlöny LV. kötet (1923.) 233. oldal.

A négy rövidebb vonalban nyert eredmények nagyobb mágneses tömegek jelenlétét a felszín alatt nem mutatták, még a mágneses vasérc felszíni előfordulási helyein sem. A talált kisebb vertikális anomáliák minden valószínűség szerint az *alapkőzettől* (a gránittól) származnak, az anomáliák délkelet felé való növekedését pedig letakart *andezitek* okozhatják, amelyek távolabb keletre, *Nadapnán* a felszínre is jutnak.

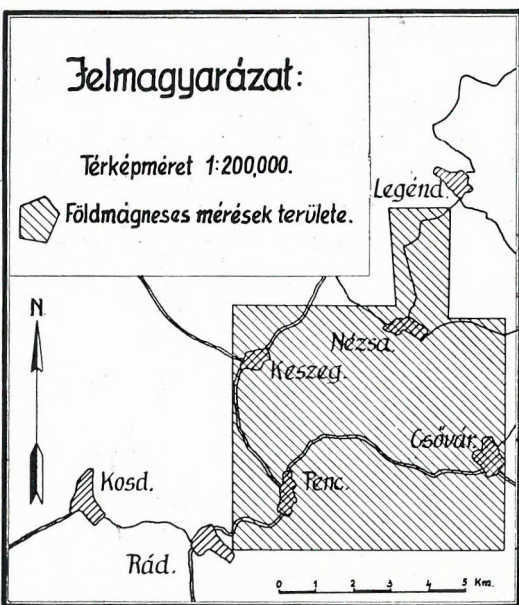
A vertikális anomáliák azonban a felmért terület délkeleti részétől délre, a gránit határán túl is növekednek és *Seregélyes* északi szélén közel 400 gamma nagy és szabályos maximumot érnek el. Ez a nagy anomália *lefedett eruptív kőzet* hatása lehet, amely a maximum táján a felszín közelébe jut, majd délre ismét a mélybe süllyed, de még délebbre megint felemelkedik és *Sárboárdnál* a felszínre is kerül.

b. Nézsa vidéke.

A *pátkai* mérések befejezése után a *Váctól* ÉK-re levő *nézsai vasércelőfordulás* földmágneses mérésekkel való megvizsgálása volt az *Intézet* feladata.

A mérések megkezdése előtt a *Nézsa* vidékéről gyűjtött vasérc-próbadarabok mágnesezését, mágneses szuszceptibilitását határoztuk meg. Először kisebb darabokat vizsgáltunk meg, később nagyobbakat is, amelyek vastartalma jobban megközelíti a következtetésekre alkalmas átlagos értéket. E nagyobb darabokon az *Eötvös-féle transzlatométerrel* végzett meghatározások szerint a *nézsavidéki* limonitos vasérc mágneses szuszceptibilitása

$$k = 480 \cdot 10^{-6} \text{ C. G. S.},$$



9. ábra.

Földmágneses mérések helyszínrajza
Nézsa vidékén.

amely érték alapján számításokat végezhattunk a várható anomáliák nagyságára vonatkozóan. Számításaink szerint 1 km széles, 60 m vastag, 60 méter mélyen fekvő és $500 \cdot 10^{-6}$ C. G. S. szuszceptibilitású limonitos vasérc-vonulat közepe felett $\Delta V = 65$ gamma anomália várható, amely variométereinkkel jól kimutatható érték.

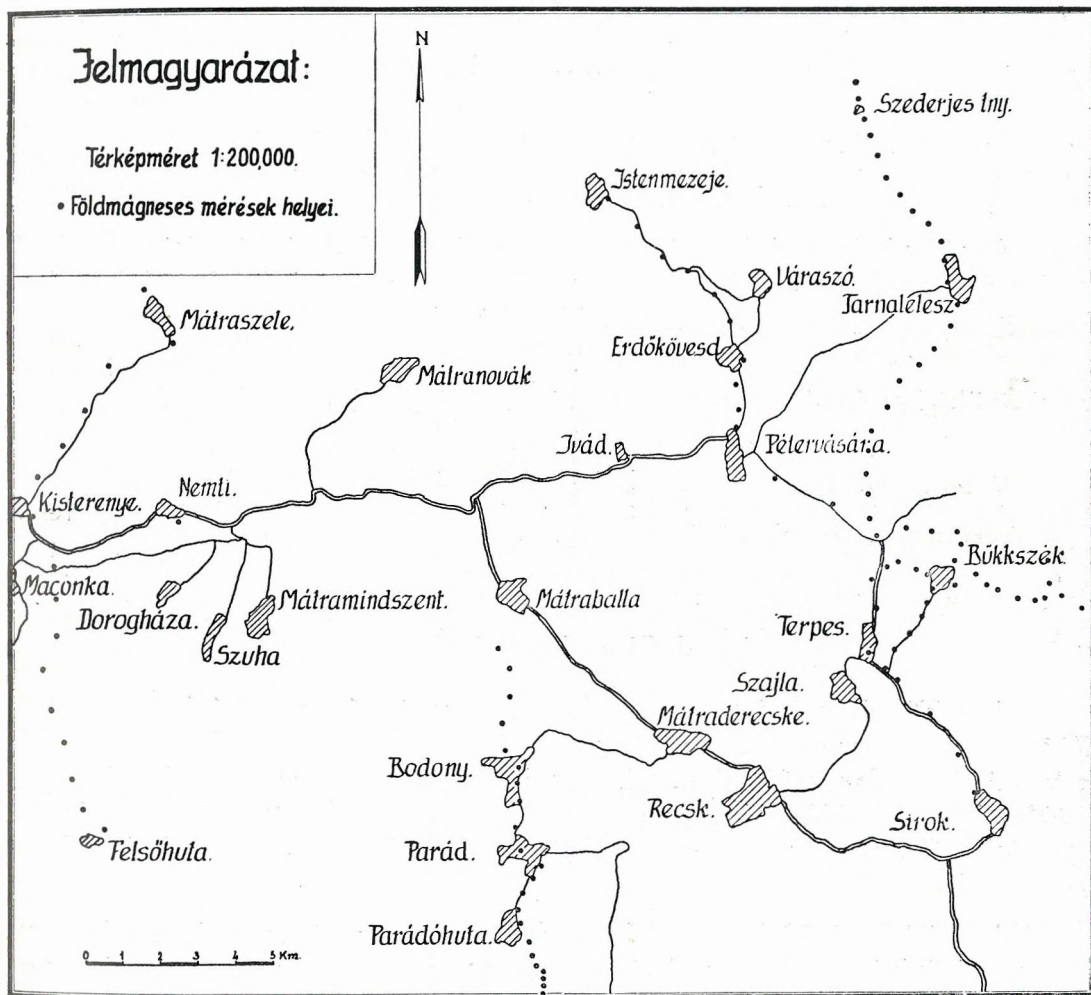
A felvételek (lásd a 9. ábrát) *Keszeg*, *Penc*, *Csővár* és *Nézsa* községek környékén 8 D-É irányú vonal mentén 250 méteres állomásközökkel összesen 200 állomáson történtek.

Az eredményekben mindössze 30—40 gammás anomáliák jelentkeztek és e mellett a horizontális intenzitás anomáliái délről észak felé fokozatosan növekednek, tehát épen ellentétes menetűek, mint földalatti mágneses tömeg felett az elmélet szerint lenni kellene.

A vertikális intenzitás anomáliáiban kisebb helyi maximumok jelentek egyes területeken, amelyek közül némelyiken a felszín alatt limonitos vasérc vagy más mágneses tömegek jelenléte valószínű. Ezekből a kis anomáliákból azonban a kis szuszceptibilitású ható vasérccek tömegére és mélységére vonatkozó következtetések és számítások igen bizonytalanok volnának.

c. A Mátra vidéke.

Az 1936. évi mátravidéki torziós ingamérésekkel kapcsolatban néhány helyen földmágneses méréseket is végeztünk.



10. ábra.

Földmágneses mérések helyszínrajza a Mátra vidékén.

Parádon két ízben abszolút deklinációmeghatározás történt a Moureaux-féle mágneses teodolittal:

1936. április 29-én d. e. 9h 42m -kor $D = -1^{\circ} 28.1'$

1936. május 11-én d. e. 7h 18m -kor $D = -1^{\circ} 26.2'$

eredménnyel.

A relatív mágneses mérések a következő vonalakban történtek:

Nagybátony vidékén a Felsőhuta-Kisterenye-Mátraszele vonalban (lásd a 10. ábrát) 16 állomáson határoztuk meg a horizontális és vertikális anomáliákat. A vonal déli részén talált 71 gammás anomália minden valószínűség szerint a felszín alatt nem nagy mélységben jelenlévő piroxénes andezittől származik.

Parád vidékén a Parádóhuta-Parád-Bodony vonalban 24 állomáson a vertikális intenzitás anomáliáit határoztuk meg. *Parádnál* és attól délre 50—100 gammás anomáliák jelentkeztek. Ezeket is kétségtelenül az itt kibúvó piroxénes andezit-tömegek okozzák.

Bükkszék vidékén három vonalban 65 állomáson határoztuk meg ismét mindkét összetevő anomáliáit.

A *Sirok-Pétervására-Istenmezeje* vonalban *Siroknál* és *Istenmezejénél* kaptunk nagyobb anomáliákat. Ezek azonban nagyon szabálytalan lefutásúak, úgyhogy valami jelentős földalatti alakulat hatásainak alig tekinthetők.

A *Bükkszék-Tarnalelesz-Szederjes-tanya* vonalban a *Szederjes-tanya* felé vezető völgyben kaptunk növekedő anomáliákat. Ezek is szabálytalanul elszórt kőzetek hatására vezethetők vissza.

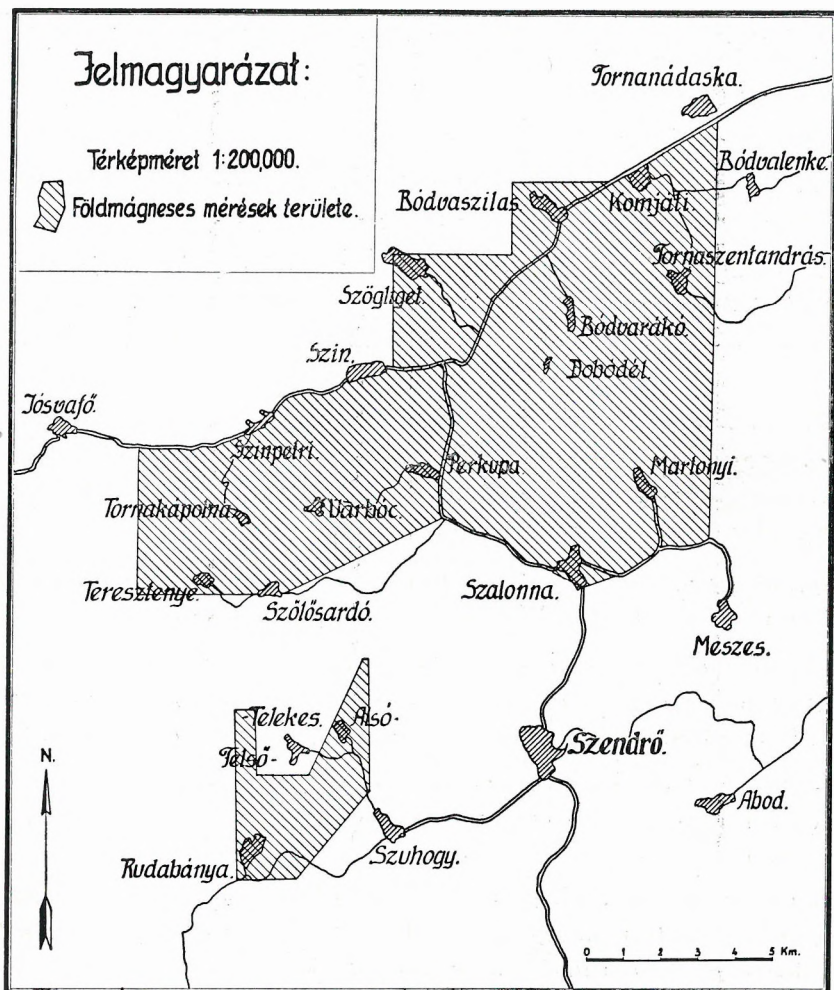
Bükkszéken át Ny-K irányban is fektettünk egy vonalat a torziós ingamérésekkel is kimutatott bükkszéki boltozódáson keresztül. A boltozódás felett azonban jellegzetes anomáliák nem mutatkoztak.

d. Füzesabony vidéke.

Az 1935. évben *Mezőkövesd* vidékén végzett mágneses mérések a *Kömlő-Füzesabony-Andornak* vonalban nagy és igen jellegzetes, szabályos anomáliákat mutattak. Magyarázatukra a kavicsréteg alatt nagy szuszceptibilitású riolitufa-réteget és ebben két kiemelkedést tételeztünk fel (*Füzesabonynál* és *Besenyőteleknél*). A megegyezés az észlelt és a számított anomáliák között egészen rendkívüli volt.¹⁰⁾

A feltételezett alakulat néhány mélyebben fekvő réteggel kiegészítve, alkalmas sűrűségértékekkel az 1936. évben ezen a vidéken végzett torziós ingamérések gradienseinek változásait is jól adta vissza.

Az 1936. évi *füzesabonyi* torziós ingamérések alkalmával az előző évi mérések helyén újból meghatároztuk a vertikális intenzitás anomáliáit. A megismételt mérések az évi változás miatt szükséges, de állandó obszervatórium híján csak önkényesen megállapított időbeli javítás alkalmazása után kielégítően ugyanarra az eredményre vezettek, mint az előző évben.



11. ábra.

Földmágyar mérések helyszínrája Torna-Kápolna és Martonyi vidékén.

3. A MÁVAG részére 1938-ban végzett földmágyar mérések és azok eredményei.

Az 1938. év tavaszán a Geofizikai Intézet megbízást kapott, hogy a Magyar Királyi Állami Vas- Acél- és Gépgyárak (MÁVAG) részére a Szalonna, Martonyi, Tornaszentandrás, Bódvarákó, Dobódel, Perkupa, Szőlőszardó községek közti területen (lásd a 11. ábrát) földmágyar méréseket végezzen. Torna-Kápolna vidékén a MÁVAG részére 1922-ben és 1924-ben végzett méréseink a horizontális intenzitásban igen jelentős és szabályos anomáliákat mutattak. Feladatunk volt most ezek mellett a vertikális intenzitás anomáliáit is meghatározni.

Végigmértünk két tájékoztató vonalat és 31 egymástól 500 méter távolságban elhelyezett D-E irányú vonalat, amelyek közé a szükséges helyeken még

19 rövidebb vonalat iktattunk közbe. A vonalakban egymástól 150 méter távolságban (a szükséges esetekben sűrűbben) felváltva végeztük a V és H méréseket. A mérések végén négy keresztvonalat is elhelyeztünk. A V-t összesen 1067, a H-t 976 különböző helyen határoztuk meg.

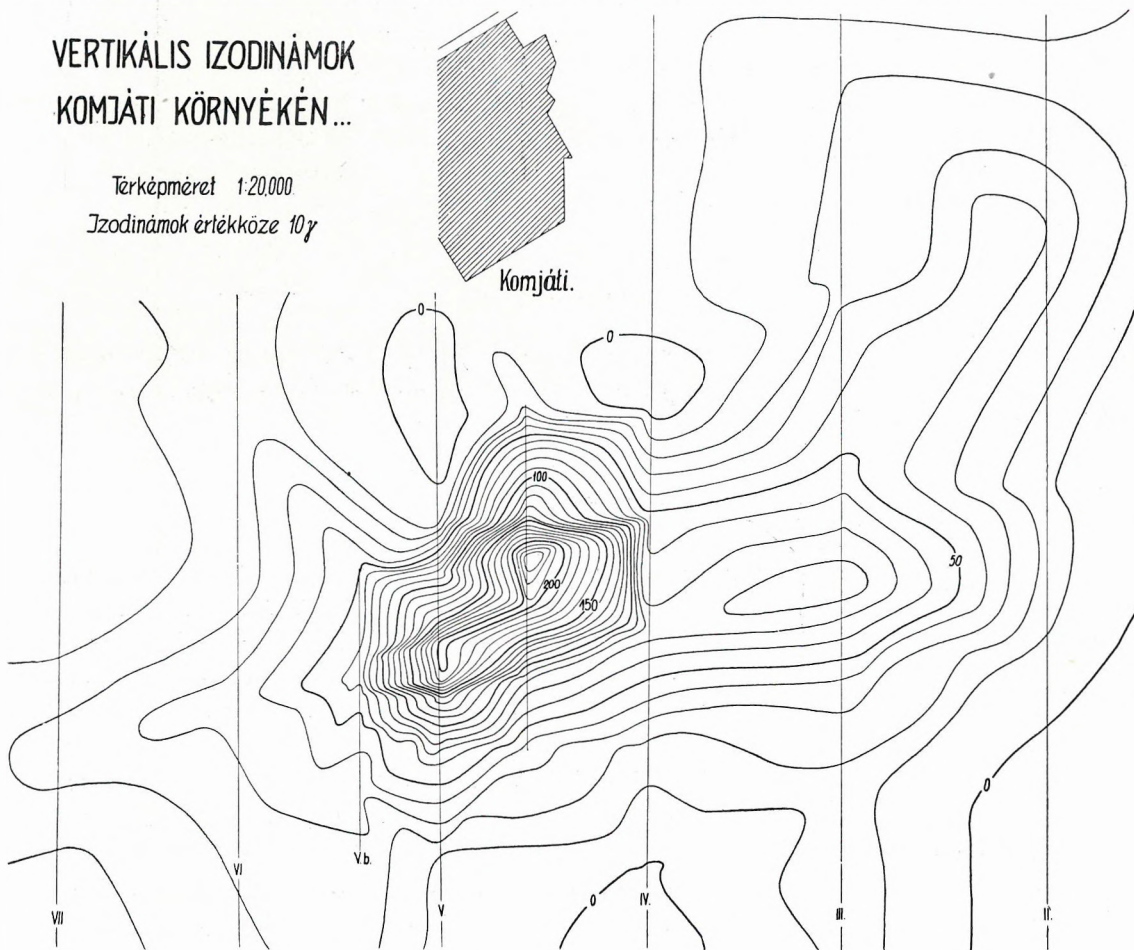
a. Komjáti vidéke.

Az első nagyobb anomália-területet *Komjáti* és *Tornanádaska* községektől délre a *Bódva* völgyében találtuk. A ΔV értékek maximuma és a ΔH értékek hulláma legszámottevőbb és legjellegzetesebb a III., IV., IV.b. és V. vonalban

VERTIKÁLIS IZODINÁMOK KOMJÁTI KÖRNYÉKÉN...

Térképméret 1:20.000.

Izodinámok értékköze 10 γ



12. ábra.

(lásd az V. számú mellékletet). A ΔV értéke legnagyobb a IV. b. vonalban: 219 gamma, a ΔH hullámvonalának tágassága legnagyobb az V. vonalban: 120 gamma. A ΔV maximumok összekötő vonala DNy-ÉK irányú, a ΔH maximumának és minimumának távolsága 400—1000 m.

A vertikális intenzitás anomáliáinak izodinámjai is szabályos zárt vonalakból álló rendszert alkotnak. (Lásd a 12. ábrát.) Kiterjedésük É-D irányban kb. 1,1 km, DNy-ÉK irányban pedig 4 km.

b. Bódvarákó vidéke.

Bódvarákó mellett az *Osztramos-hegyen* mutatkozott nagy anomália: $\Delta V = 371$ gamma, 150 gammás tágasságú ΔH hullámmal.

Bódvarákó község délnyugati szélén kaptuk az egész felmért terület legnagyobb értékű anomáliáját $\Delta V = 891$ gammát. A ΔH hullám tágassága 301 gamma, a maximum és a minimum távolsága 350 m.

c. Bódvaszilas és Szögliget vidéke.

Jelentékeny anomália-terület húzódik el a *Bódvaszilas és Szögliget* közötti vidéken. A ΔV értéke több helyen is az 500 sőt 600 gamma fölé emelkedik, a ΔH hullám tágassága is igen nagy, 300—400 gamma, sőt itt éri el az egész felmért területen legnagyobb értékét: 497 gammát. A ΔH maximumának és minimumának távolsága általában 150 m. Az egymásutáni vonalakban nyert ΔV maximumok vonulata nem összefüggő, hanem különálló maximumokból áll.

d. Perkupa vidéke.

Perkupa község északi szélén ismét hatalmas, a bódvarákóit majdnem elérő anomáliát kaptunk $\Delta V = 804$ gamma értékben, 437 gammás tágasságú ΔH hullámmal. Kiterjedése azonban kisebb: 100 m körüli.

e. Tornakápolna vidéke.

A legnagyobb kiterjedésű anomália-területet a XIX.—XXXI. vonalakban, *Tornakápolna* vidékén mutattuk ki, mely az V. mellékleten látható. Az anomáliák nyugat felől a XXX. vonalban kezdődnek 43 gammával, kelet felé haladva fokozatosan emelkednek és a *tornakápolnai mélyfúrás* közelében átmenő XVI. b. vonalban 170 gammát érnek el. Legnagyobb értékük a XXIV. c. vonalban elért 357 gamma. Innen keletre a ΔV értéke csökken, a XXII. a. vonal 115 gammás maximumáról azonban a XXII. vonalban ismét 168 gammára ugrik fel. Tovább keletre a vonalak maximális ΔV értéke ismét csökken és a XIX. vonalban 51 gammára száll alá.

A ΔH hullám tágassága a legnyugatibb XXX. vonalban 35 gamma, kelet felé haladva növekszik, a XXVI. a. vonal után szintén visszaesik, a XXIV. a. vonalban a legnagyobb: 163 gamma, azután csökken és átmeneti újabb emelkedés után a XIX. vonalban 35 gammáig csökken.

A ΔH maximumának és minimumának távolsága a szélső vonalakban 1200 méter körül van, közepén a XXIV. vonal tájékán 900 m, a XXVI. vonal tájékán pedig 1700 m.

Ezekén a vonalakon kívül a ΔV maximumok helyein át keresztvonalat is fektettünk és az ebben nyert eredmények alapján egy rövid XXIV. c. vonalat is kitűztünk, amelyben a fentebb említett 357 gammás maximumot találtuk. Mellékletünk a keresztvonalat és ezt a XXIV. c. vonalat nem tartalmazza.

A vertikális anomáliák izodinámjai Tornakápolna vidékén nagy területet betöltő igen szabályos zárt görbék (lásd a VI. számú mellékletet.) A talált 357 gammás maximumot és néhány mellékmaximumot körülvevő zárt izodinámok DNY-ÉK irányban húzódó 5 km hosszú és 3 km széles területet töltenek be. Nyugaton kissé észak felé, keleten pedig jelentékeny összeszűkülés után dél felé kanyarodnak. Legsűrűbbek a 357 gammás maximum körül és itt különösen a DK-i hatalmas leesés feltűnő.

Izodinám-térképünkbe az 1924. évi mérések alapján kitűzött *tornakápolnai mélyfúrás* helyét is berajzoltuk. Látható, hogy a fúrást a főmaximumtól 1.5 km távolságra és a *tornakápolnai* mellékmaximumnak sem a tetejére, hanem csak annak nyugatra nyúló szárnyára telepítették.

A mérések elvégzése után meghatároztuk néhány, a felmért területen gyűjtött kőzetminta mágnesezését. A mérések eredményeinek magyarázatában számításba jöhető kőzetek mágneses szuszeptibilitását a következőknek találtuk:

Limonit a *tornaszentandrás*i bányából $k = 240 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Hematit a *tornaszentandrás*i bányából $k = 230 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Werfeni pala *Perkupáról* $k = 460 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

A *werfeni pala* szokatlanul nagy mágnesezettsége Dr. *Mauritz Béla* egyetemi tanár vizsgálata szerint a benne levő nagy limonittartalomtól ered. Más werfeni pala példányaink csak $k = 10 \cdot 10^{-6}$ C. G. S. mágnesezettséget mutattak.

Az észlelt anomáliák magyarázatára ezek a mágnesezések nem elegendők.

Számításaink szerint a felszín alatt 100 m-re levő, 1000 m-re lenyúló, D-É irányban 1200 méter széles mágneses alakulat is csak akkor okoz 370 gamma nagyságú anomáliát, ha szuszeptibilitása legalább $2000 \cdot 10^{-6}$ C. G. S. értéket elér. A még nagyobb anomáliák magyarázatára az alakulatot a felszínhez közelebb fekvőnek, a kisebbek magyarázatára mélyebben fekvőnek gondolhatjuk.

Ezek szerint az *osztamosi*, *bódvarákói*, *bódvaszilas-szögligeti* és *perkupai* nagy anomáliákat nem nagy kiterjedésű és nem nagy mélységben levő, legalább $2000 \cdot 10^{-6}$ C. G. S. szuszeptibilitású mágneses tömegek, a *komjáti* és *tornakápolnai* anomáliákat pedig nagyobb kiterjedésű és mélyebben fekvő, szintén legalább ekkora mágnesezettségű tömegek okozhatják.

A vasérccek közül $2000 \cdot 10^{-6}$ értékű mágnesezése lehet a hematitnak. A limonit és sziderit mágnesezése sokkal kisebb, a magnetit pedig sokkal nagyobb ($20.000 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.). Ellenben az eruptívumok között igen sok ilyen $2000 \cdot 10^{-6}$ C. G. S. mágnesezésű kőzet van, pl. a bazalt, olivin, dolerit és a szerpentin.

Azt a kérdést, hogy az észlelt anomáliákat vasérc vagy eruptívum okozza-e, a földmágneses mérésekből magukból nem lehet eldönteni. A nagy kiterjedésű és mélyebben fekvő ható tömegek inkább eruptívumok, a kisebb kiterjedésű és a felszínhez közelebb levő hatók esetleg vasérccek is lehetnek. (Pl. az *osztamosi* régi bánya helyén.)

A kérdés eldöntésére elektromos mérések végzését ajánlottuk. (Lásd e Jelentés elektromos mérésekről szóló fejezetét.)

Az 1938. év tavaszán a *MÁVAG* részére végzett mérések a vonalaknak és a mérések helyeinek egymástól való nagy (500 illetve 300 méteres) távolsága miatt Martonyi vidékén nem mutatták jelentékenyebb mágneses hatású alakulat jelenlétét. Minthogy azonban a geológiai kutatások szerint a *martonyi „Jóremény“-bányában* feltárt vasérc vonulatának valószínűleg mindkét irányban megvan a folytatása, kíváncsossá vált ezen a vidéken a tavaszinál részletesebb földmágneses méréseket végezni. A részletesebben felmérendő területet geológiai felvételei alapján *Dr. Vendt Miklós* műegyetemi tanár adta meg.

A kijelölt területen egymástól 100 m távolságban levő 2—3 km hosszú D-É irányú vonalakban, egymástól 25 m-re levő helyeken felváltva mértük a V és H változásait. A 100 m távolságú fővonalak közé szükség esetén 50 és 25 m távolságban mellékvonalakat is helyeztünk el 12,5 m-es, sőt még ennél is kisebb állomásokkal. Összesen 37 fő- és 24 mellékvonalban 1921 helyen határoztuk meg a V-t és 1852 helyen a H-t.

Ismét meghatároztuk néhány köztdarab mágneses szuszceptibilitását s a következő értékeket kaptuk:

Limonit a „*Jóremény*“-bányából $k = 933 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Hematit a „*Jóremény*“-bányából $k = 816 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Vascsillám a *Poroszká*-tetőről $k = 788 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

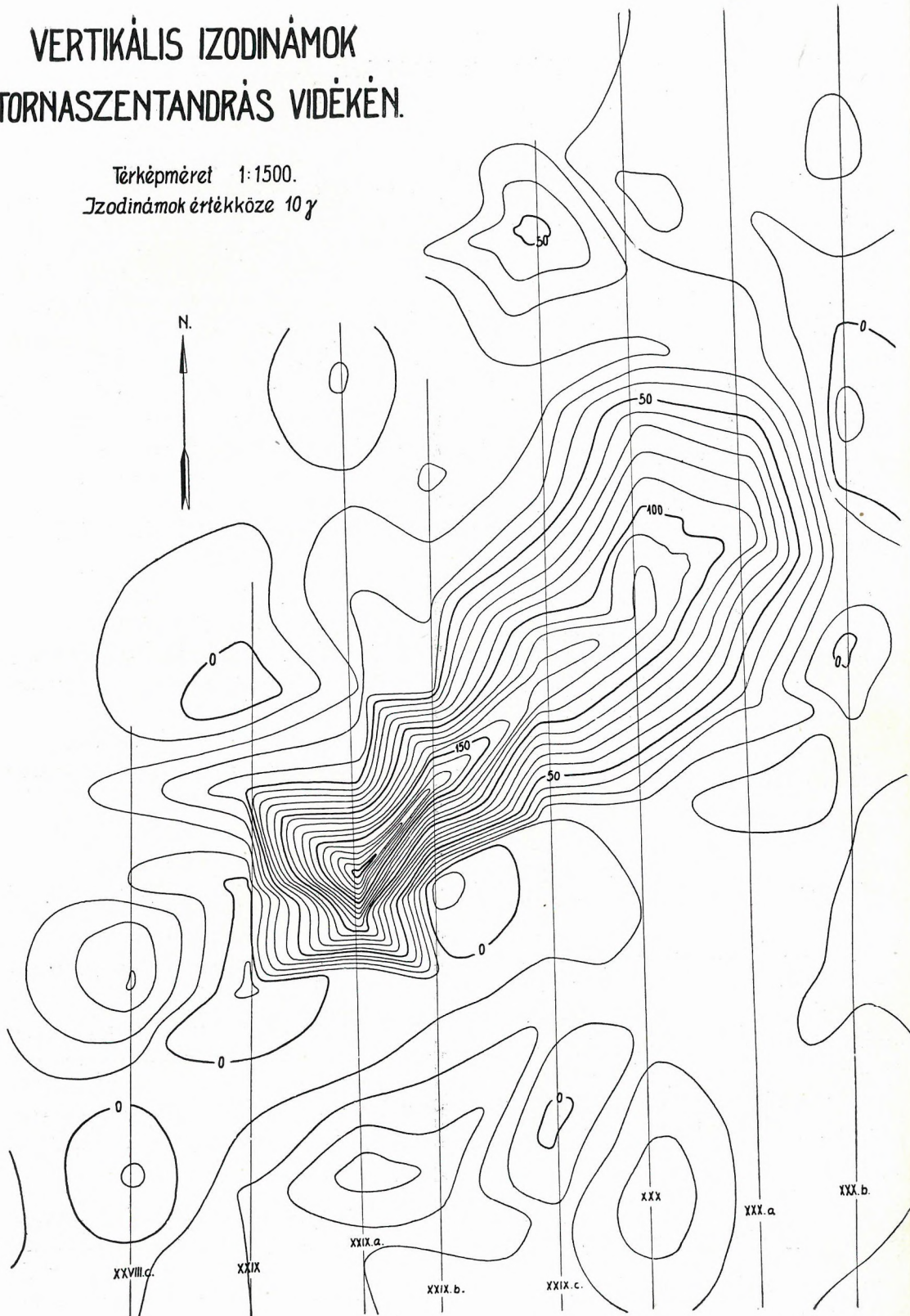
Ezek az erdmények nagyobbak, mint amilyeneket a tavasszal gyűjtött példányokon nyertünk. Ennek az lehet a magyarázata, hogy az újabb darabok ércben dúsabb példányok lehetnek. Ily mágnesezettségű vasércnek jelenléte 100—200 gamma értékű anomáliákat okozhat.

A nyert anomáliák nagysága és eloszlása azt mutatta, hogy a felmért területen a „*Jóremény*“-bányán átmenő *DDNy-ÉÉK* irányú vonulatban húzódnak mágneses hatású földalatti tömegek. Ezek a tömegek azonban csak *Tornaszentandrás*tól délre, a XXIX.—XXX.-as vonalak északi részén vannak olyan mennyiségben jelen, vagy jutnak annyira közel a felszínhez, hogy mágneses hatásuk a 200 gammás értéket eléri. Ennek a kis kiterjedésű anomália-területnek a vertikális izodinám-térképét láthatjuk a 13. ábrán, anomáliáinak görbéit pedig az V. számú mellékletben. Legnagyobb az anomália a XXIX. a. vonalban: $\Delta V = 207$ gamma. A vonulatban talált többi anomáliák kisebbek: 20—40, néhány helyen 50—80 gamma rendűek. Az ezeket okozó mágneses tömegek tehát vagy mélyebben vannak a felszín alatt, vagy kisebb tömegűek, vagy pedig kevésbé mágnesezettek, mint a 200 gammás anomáliák helyén. A ható tömegek nem összefüggően, hanem különálló tömzsekben követik az említett vonulatot.

Az a körülmény, hogy a *Martonyi* és *Tornaszentandrás* között talált anomáliák nem nagy kiterjedésűek, kizárja annak lehetőségét, hogy azokat mélyen fekvő, nagy tömegű eruptivumok hatásának tekintsük. A vonulatban sorakozó anomáliák, illetve az azokat okozó tömzsek össze nem függő volta és a nagy anomáliák görbéinek hirtelen túszerű kiugrásai is jobban megfelelnek a vasércelőfordulás természetének. Így tehát nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a *Martonyi* és *Tornaszentandrás* között talált anomáliákat az illető helyen a felszín

VERTIKÁLIS IZODINÁMOK TORNASZENTANDRÁS VIDÉKÉN.

Térképméret 1:1500.
Izodinámok értékköze 10 y



13. ábra.

alatt kisebb-nagyobb mélységben előforduló *vasérc-törmécsék* okozzák. A legjelentékenyebbnek tekinthető, *Tornaszentandrás*tól délre levő törmécs kutató aknával való megvizsgálása kívánatos lenne.

Martonyi vidékén a mágneses mérésekkel egyidőben szintén történtek *elektromos mérések*. Az ezek által jelzett ércesedések helyén a mágneses mérések nem mindenütt mutattak anomáliákat. Egyes helyeken azonban, bár némi eltolódással, megegyezés volt fellelhető a kétféle mérés eredményei között.

4. A rudabányai földmágneses mérések.

Az elektromos és a mágneses mérések eredményeinek összehasonlítására kívánatossá vált elektromos és mágneses méréseket olyan helyen végezni, ahol az általaj geológiai viszonyai ismeretesek. Erre a célra a rudabányai vasércbánya területe látszott legalkalmasabbnak. A bányatulajdonos *Rimamurány—Salgótarjáni Vasmű Rt.* készséggel adott engedélyt a mérések elvégzésére, *rudabányai* bányaigazgatóságuk pedig a legnagyobb előzékenységgel állott rendelkezésünkre a vasércelőfordulásra vonatkozó szükséges felvilágosításokkal.

A *Rudabánya* és *Alsótelekes* között húzódó vasércbánya területén és annak környékén 18 egymástól 200 m távolságra levő, körülbelül 3 km. hosszú, D-É irányú vonalban, egymástól 50 m távolságra lévő helyeken (a szükséges helyeken sűrűbben) felváltva határoztuk meg a vertikális és horizontális intenzitás változásait. V-mérést 512 helyen, H-mérést 494 helyen végeztünk.

Az anomáliák és a vasércelőfordulások kapcsolatának magyarázatára meghatároztuk néhány vasércdarab mágneses szuszceptibilitását a következő eredményekkel:

Alsótelekesi hematit $k = 824 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Rudabányai limonit $k = 564 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Rudabányai sziderit $k = 202 \cdot 10^{-6}$ C. G. S.

Rudabányai földmágneses méréseink eredményeiből a következő általános összefoglalást adhatjuk.

A talált anomáliák általában aránylag kicsinyek; majdnem mind a 100 gamma érték alatt maradnak, csak egy helyen, *Alsótelekes* mellett ugrik fel a V anomália 787 gamma értékre.

A talált 100 gamma rendű anomáliák kevés kivétellel körülbelül DNY-ÉK irányú vonulatban sorakoznak, amely azonban nem az ismert ércesedési zóna közepén, hanem annak ÉNy-i szélén vonul végig.

A vonulat DNY-i végén negatív V-anomáliákat kaptunk. Ezeket azonban a vasércelőfordulással aligha lehet kapcsolatba hozni, mert a hányókon szabálytalanul elosztott kisebb-nagyobb ércdarabok, a művelés alatt álló fejtések, a műveléshez tartozó vas felszerelési tárgyak, elektromos vasutak, elektromos vezetékek stb. nagy mértékben zavarták, sőt sokszor meg is akadályozták a mérések kivitelét.

A nagy negatív anomáliák területének közelében, de ott, ahol az említett zavaró körülmények már nem éreztették hatásukat, ismert limonitréteg felett két helyen is az elméletnek megfelelő szabályos anomáliákat kaptunk.

Az ércesedési zóna északi részén az ott lemélyített kutatófúrás szerint 24 m mélységben 45 m vastag vasércréteg (limonit, ankerit és sziderit) található. Ez a hely egyik nagyobb kiterjedésű pozitív V anomáliánk területén van.

Alsótelekes felé haladva, de még az *alsótelekesi* fejtéstől DNy-ra három vonalunk északi végén jelentős nagyságú és szabályos alakú mágneses anomália jelentkezik. Régebbi kutatófúrások azonban nem találtak ezen a területen vasércet.

Az *alsótelekesi* bánya fejtésben lévő limonitrétege felett ismét szabályos, de az előbbinél kisebb (95 gamma) anomáliákat kaptunk.

Alsótelekestől ÉK-re a 950-es ponton kaptuk e vidék legnagyobb anomáliáját $\Delta V = 787$ gamma értékben, jelentős H-anomália kíséretében. Ez a nagy, de igen kis területen lejátszódó anomália az ismert *alsótelekesi* hematit-előfordulás hatása.

Tehát *Rudabánya* vidékén egyes helyeken ismert vasércelőfordulás felett megfelelő szabályos mágneses anomáliákat kaptunk, más helyeken azonban a vasérctelepek hatása a mágneses mérések eredményeiben nem jelentkezett.

A vasércelőfordulások helyén talált anomáliák, különösen pedig az *alsótelekesi* nagy anomália példája azt mutatja, hogy a limonit és a hematit is mutathatnak eléggé mérhető, sőt nagy mágneses hatásokat, ha elég vastag rétegben fordulnak elő és ha elég közel kerülnek a felszínhez. Vékonyabb és mélyebben fekvő ilyen rétegek csak kisebb, 30—50 gamma rendű hatásokat okoznak, amelyekből azonban vasérc előfordulásra nem lehet következtetni. Az *alsótelekesi* anomália hirtelen kiugró túszerű volta egyúttal azt is mutatta, hogy a vasércelőfordulás kimutatására a mérések állomásait sokszor igen sűrűen: 10—20 méteres közkben kell elhelyezni.

D. Szeizmikus felvételek.

1. A szeizmikus mérések ismertetése.

A gyakorlati célokat szolgáló geofizikai módszerek között a szeizmikus méréseknek jelentős szerepük van. E módszer abban áll, hogy a föld felszínén mesterséges földrengéseket, ú. n. *szeizmikus hullámokat* gerjesztünk s e talajrezgések visszaverődéséből vagy töréséből következtetünk az általa szerkezeti viszonyaira.

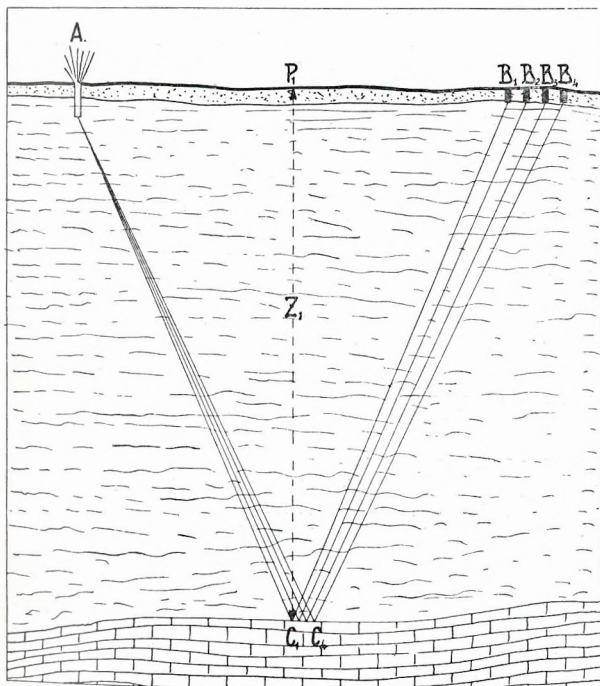
A föld különböző rugalmasságú rétegeiben a szeizmikus hullámok különböző sebességgel terjednek, és ezért ilyen rétegek határfelületén a rezgések törést és visszaverődést szenvednek. Ha a *törést* szenvedett szeizmikus hullámokat használjuk az altalaj szerkezeti viszonyainak megállapítására, akkor az ú. n. *refrakciós*, ha pedig a *visszavert* hullámokból vonunk le következtetéseket, az ú. n. *reflexiós módszerrel* dolgozunk.

A szeizmikus felvételekhez tehát egyrészt olyan berendezésre van szükség, mellyel rezgéseket kelthetünk, másrészt olyan szerkezetre, amely a talaj rezgéseit hiven felrajzolja. A *rezgéskeltés*nek rendszeren alkalmazott módja a *robbantás*. Miután a föld felszínét majdnem mindenütt szeizmikus szempontból *rugalmatlan és laza fedőréteg borítja*, melyben a rezgések kis sebességgel terjednek és erősen csillapodnak, a robbantást lehetőleg e réteg *alatt*, a kompakt altalajban végezzük, úgyhogy kis robbanóanyag-mennyiséggel is erős rezgéseket kapjunk. Az így gerjesztett rezgések a robbantási helytől kiindulva minden irányban elterjednek, az egyes irányokban az átjárt anyagoknak megfelelő sebességgel.

Ha a rezgésfelfogó-készüléket a robbantási ponttól különböző távolságokban állítjuk fel, a rezgések a készülékhez a legrövidebb idő alatt a távolságtól függő tört vonalú úton jutnak el. Mivel a sebesség a mélységgel általában növekszik, minél messzebb van a felvevő műszer a robbantási helytől, az először oda érkező rezgések annál nagvobb mélységig hatolnak le. Így a műszertől különböző távolságban robbantva, a nyert különböző időkből és ismert távolságokból megkapjuk a szeizmikus hullámoknak különböző mélységekben való *terjedési sebességét*. Ahol ez a sebesség ugrásszerűen változik, ott az altalajban is valami hirtelen változásnak kell lennie. Ez a mérési módszer

a *refrakciós mérés*. A refrakciós módszer főhátránya, hogy nagy mélységekben való mérésnél a jelentős távolságok miatt nagy töltések robbantására van szükség, ami az okozott károk miatt nem mindenütt lehetséges.

A *reflexiós módszer*, azon a megfontoláson alapszik, hogy a szeizmikus hullámok különböző sűrűségű és rugalmasságú anyagok határfelületéről többé-kevésbé visszaverődnek (lásd a 14. ábrát). Ha tehát a robbantó-ponttól (*A*) nem nagy távolságban elhelyezett egy vagy több műszer (*B*) a kezdeti rezgések csillapodása után újra felerősödő rezgéseket jelez, ez valamely rétegről (*C*) visszavert rezgés beérkezését jelenti. A *reflektáló felület mélységének* (*Z*) kiszámításához lemérjük a robbantás pillanata és a reflexió beérkezése közti időt (*T*), a robbantási pont és a műszer közti távolságot



14. ábra.

Reflexiós szeizmikus hullámok
tovaterjedése.

($AB=X$) s valamilyen módon meghatározzuk a szeizmikus hullámok terjedési sebességét (*V*). Ez adatok birtokában a mélység egyszerű képlettel kiszámít-

ható, ugyanis:

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{V^2 T^2 - X^2}$$

A reflektált hullámok felismerése céljából a reflexiós szeizmikus felvételekhez nem egy, hanem több felvevő műszert használnak, melyek egymástól 25—50 m-re vannak és egyszerre dolgoznak. Több műszer alkalmazása azzal az előnnyel is jár, hogy az egyes műszerek adatainak egybevetésével a *reflektáló rétegek dőlése* is meghatározható.

A szeizmikus hullámok *terjedési sebességét* refrakciós módszerrel is megkaphatjuk, de ha alkalmas mélyfúrás és *fúrólukba* leereszthető felvevő műszerünk van, akkor a lyuk szájánál robbantva és a műszert különböző mélységekbe eresztve, közvetlenül is megmérhető a *terjedési sebesség*.

A mélységszámításban még arra is figyelemmel kell lennünk, hogy a föld felszínén fekvő, már említett laza rétegben a szeizmikus hullámok *terjedési sebessége* kicsiny s így, hogy számottevő hibákat ne kövessünk el, e réteg vastagságát és benne a *terjedési sebességet* esetenként meg kell állapítani és számításba venni. Ez a műszer közelében végzett kis, ú. n. *korrekciós robbantásokkal* történhet.

A III. Lapon a 15. ábrán három reflexiós felvételt mutatunk be, amelyeken jól látszik a rezgések csillapodása, valamint a beérkező visszaverődések okozta amplitudó-növekedés.

A felvételeken hat felvevő készülék által regisztrált szeizmikus hullám lefutása látható. A legelső felvételen az *A*-nál levő megszakítás a robbantás pillanatát jelzi, a *C* pont pedig a szeizmikus hullámok első beérkezését a felvevő készülékekhez. *A B' B'' és B'''* pontok a földalatti rétegek határfelületéről visszaverődött szeizmikus hullámoknak a felvevő készülékekhez való beérkezését mutatják. Látjuk, hogy míg a *C* pont jelentős eltolódást mutat az egyes készülékek között, mert az első beérkezés idejében jelentős különbség van az egyes felvevő készülékekre nézve, addig a visszavert hullámok közel egyidőben érkeznek a felfogó készülékekhez.

A robbantás pillanata és a különböző szeizmikus rezgéseknek a felvevő készülékhez való megérkezése között eltelt időt a szeizmogrammon lévő, rezgő hangvillával létesített időjelekből olvashatjuk ki.

2. A mérések helye és adatai.

A m. kir. *Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* szeizmikus méréseket először 1936-ban végzett. Az új eszközt *Órszentmiklóson* és *Kapuváron* próbáltuk ki és midőn e próbamérések minden szempontból kielégítő eredménnyel jártak, kezdtük meg a tulajdonképeni felvételező méréseket.

Ilyen méréseket az 1936—1938 években

1. *Fót—Rákospalota—Újpest,*

2. *Nagybátony,*

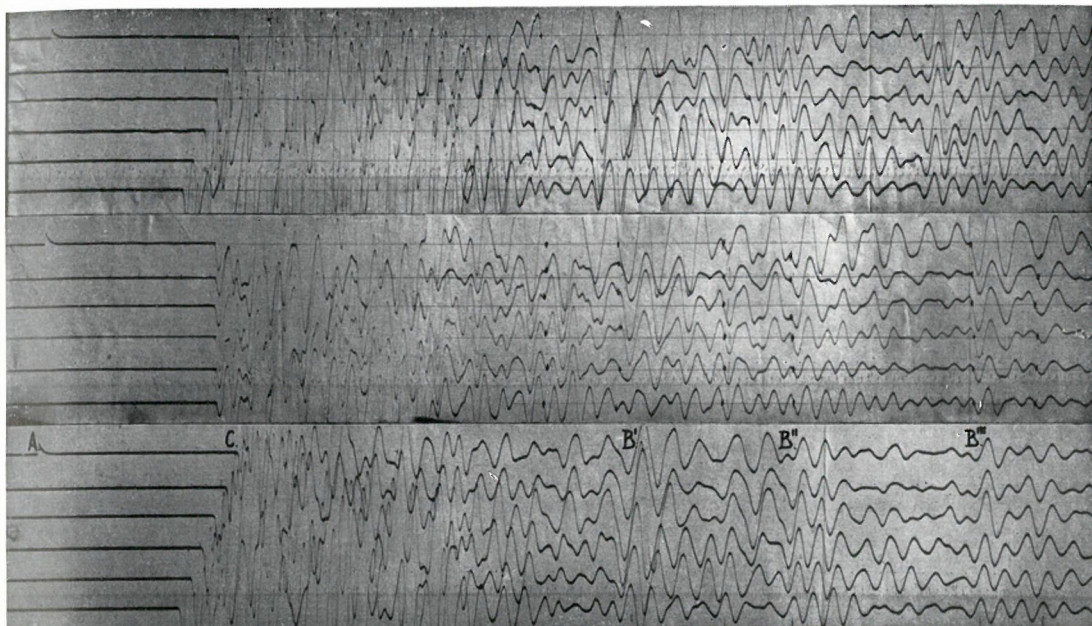
3. *Bükkszék,*

4. *Vásárosnamény,*

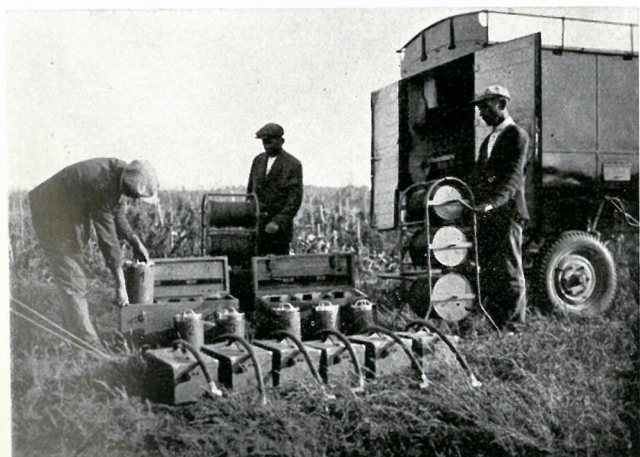
5. *Mezőkövesd vidékén;*

6. a *Tard—Mezőkövesd—Tiszafüred—Karcag—Püspökladány* és

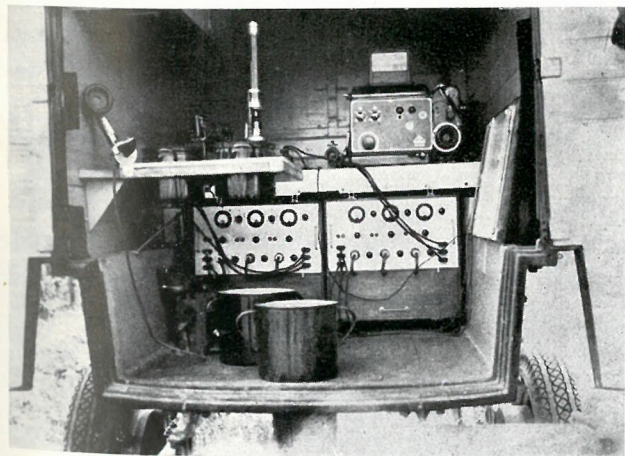
7. a *Püspökladány—Hajdúszoboszló—Debrecen* vonalban végeztünk.



15. ábra. Reflexiós szeizmogrammok



17. ábra.
Geofonok és
előerősítők.



19. ábra.
Elektromos műszer-
kocsi belseje.

18. ábra. Oszcillográf, nagy
erősítők és előhívó berendezés.

E mérésekre vonatkozó adatokat a mellékelt táblázatban foglaltuk össze. Az 1—6. alatti oszlopok adatai magyarázatra nem szorulnak. Csak annyit jegyzünk meg, hogy reflexiós robbantásoknak azokat a robbantásokat nevezzük, amelyek reflexiós felvételek készítésére történtek, tehát a refrakciós, valamint a korrekciós felvételekhez szükséges robbantások ide nincsenek beszámítva. A táblázat 7. oszlopából látjuk, hogy a reflexiós robbantások az összes robbantásoknak 64—65 %-át teszik ki, a korrekciós robbantások és a sebesség meghatározásához szükséges refrakciós robbantásokra tehát az összes robbantások 35—36 %-a volt szükséges. A 9. oszlopból kiviláglik, hogy mely méréseknél végeztünk refrakciós sebesség-meghatározásokat, a 10. oszlopból pedig, hogy a mérések az illető vidéken hány szelvényben történtek. A *fóti* 4 rövid szelvény nagy területen egymástól oly messzire esett, hogy csak mint külön szelvények voltak felhasználhatók. A *vásárosnaményi* és a *tard-debreceeni* szelvény szintén külön készült, hogy későbbi méréseknek legyen alapvonala. A *nagybátonyi*, *bükkszéki* és a *mezőkövesdi* felvételek ezzel szemben mind azzal a céllal készültek, hogy belőlük földalatti rétegvonalas térkép legyen készíthető s ezért tagolódtak egymást keresztező szelvényekre. A szelvények összes hosszát a táblázat 11. oszlopa tünteti fel, a 12. oszlop pedig a profilok számát tartalmazza, vagyis azoknak a helyeknek a számát, amelyekben a reflektáló felületek mélységét meghatároztuk. Az összes reflektáló pontokat, azaz a nyert összes mélységi adatokat a 13. oszlopba foglaltuk egybe.

A 14. oszlopban levő szám a furópontoknak egymástól való távolsága, ami átlagosan 700—1100 m között mozgott, kivéve a *bükkszéki* méréseket, ahol az erősen töredezett altalaj miatt ezt a távolságot igen lényegesen csökkentettük. Ez a különbség a 15. oszlopban is érvényre jut, mert míg itt a meghatározott mélységi pontoknak egymástól való vízszintes távolsága általában 400—500 m közt mozog, addig *Bükkszéken* ez a távolság 158 m-re csökken. Minél közelebb fekszenek egymáshoz a meghatározott mélységi pontok, a szelvény annál jobban megközelíti az illető réteg vonulatát, és annál biztosabban lehet az egyes rétegek menetét követni.

A 16. oszlopba a profilonkénti, vagyis az egy helyen nyert mélységi pontok átlagos számát vettük fel. Általában minél jobbak a felvételek, annál több felületről kapunk reflexiókat, tehát ez a szám bizonyos mértékben az illető helyen készíthető felvételek jóságára jellemző. A *fóti*, *nagybátonyi* és a *bükkszéki* felvételek ténylegesen nem ütötték meg a többi felvételek mértékét. Ezt a különbséget az altalajnak reflexiós szeizmikus mérésekre való alkalmas vagy alkalmatlan volta okozza.

3. A felvételekhez használt eszköz és a mérések kivétele.

Az elektromos szeizmográf *Dr. Pogány Béla* műegyetemi tanár szabadalma szerint készült eszköz, melynek összes alkatrészei a felvételek készítéséhez szükséges oszcillográf kivételével mind magyar gyártmányúak.

A készülék lófogatú, pneumatikus abroncsozású, sötét kamrának is használható kocsiba van beszerelve (lásd II. lap, 16. ábra) és alkatrészei a következők:

6 drb kondenzátormikrofon-rendszerű geofon, (lásd III. Lap, 17 ábra),
6 drb telepes előerősítő,
6 drb telepes központi erősítő (lásd III. Lap, 18. ábra),
1 drb hathurkos oszcillográf,
akkumulátorok az oszcillográf üzemben tartásához,
összekötő árnyékolt kábelek az egyes műszerelemek összekapcsolására,
a robbantás időpontját jelző berendezés,
előhívó berendezés,
telefonállomások,
kéteres vezeték a robbantás időpontjának jelzésére és telefonállásra, állványokkal,
elektromos mérőműszer, szerszámok és tartalék-alkatrészek,
robbantó készülék,
a robbantó lyukba beereszthető kéteres robbantó és a robbantás idejének jelzésére szolgáló kéteres vezeték.

1938-ban a szeizmikus felvételek már *két* azonos, fent részletezett *eszközzel* készültek, melyek együtt dolgoztak, úgyhogy egy robbantópont két oldalán állottak fel és így a reflektáló felületeket egy robbantással egyszerre két helyen határoztuk meg.

A két műszerkocsi és a robbantómester telefonja ez esetben úgy volt kapcsolva, hogy bármelyik állomás a másik kettővel egyszerre beszélhetett, a robbantás időpontjának jelzését pedig mindkét műszerkocsi egyszerre kapta. A két szeizmikus készülék együttes munkájánál egyik műszerkezelő adja a robbantási jelet, amit a másik műszerkezelő és a robbantómester egyaránt hallanak. Miután így egy robbantással egyszerre két különböző felvétel készül, a mérések gazdaságossága növekszik.

A geofonok általában 25—50 m-es közökkel voltak felállítva. A hozzájuk tartozó vezetékek úgy vannak méretezve, hogy a hat geofon által befogott 250 m-es távolságon belül a műszerkocsival bárhol fel lehet állni. Ennek az elrendezésnek hegyes-völgyes és beültetett területen különösen nagy hasznát lehet venni, mert lehetővé teszi, hogy a meglévő utakhoz alkalmazkodjunk és így a felállással okozott mezei károkat erősen csökkenthetjük.

A reflexiós szeizmikus felvételek robbantásaihoz 20—2000 g közti *dinamit* mennyiségre volt szükség, ami a robbantó lyukban megütött rétegek minőségén kívül a talajvíz magasságától is nagy mértékben függött. Nedves, esős időben, minthogy akkor az eszköz érzékenysége csökken, nagyobb töltésekkel kellett dolgozni. A refrakciós robbantásokhoz a távolságtól függően 30 kg dinamit robbantására is szükség volt.

Sebességmeghatározásokat a helyi adottságok szerint különféle módszerekkel végeztünk. Így ott, ahol semmi támpontunk nem volt (lásd a táblázat 9. oszlopát) refrakciós mérésekkel határoztuk meg a különböző mélységekig érvényes terjedési sebességet. *A hajdúszoboszlói mélyfúrás* helyén, ahol a fúrási szelvényt ismertük, a felvételekből számítható reflektáló felületeket a fúrásban

	A felvétel éve.	A felvételt végző eszköz száma.	Összes felvételek száma.	Összes robbantások száma.	Reflexiós felvételek száma.	Reflexiós robbantások száma.	Reflexiós robbantások az összes robbantások %-ában.	Reflexiós robbantó pontok száma.	Retrakciós robbantó pontok száma.	Szelvények száma.	Szelvények összes hossza km-ben.	Profilok száma.	Összes mélységi pontok száma.	Fűtőpontok egyenástól való átlagos távolsága méterekben.	A mélységi pontok egyenástól való átlagos távolsága méterekben.	Profilonkénti mélységi pontok átlagos száma.	Egy helyen végzett robbantások átlagos száma.
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
Fót-Ujpest	1936	1	241	241	157	157	65 ^{9/10}	14	—	4	11	27	86	786	408	3.18	11.20
Nagybátony	1937	1	558	558	360	360	64.5	44	4	7	32	75	206	728	427	2.75	8.19
Bükkszék	1937	1	1061	1061	760	760	64.5	91	7	8	25	158	426	274	158	2.70	8.36
Vásárosnamény	1938	1	177	177	114	114	64.5	14	3	1	12	24	110	857	500	4.58	8.15
Mezőkövesd	1938	2	1113	800	829	516	64.5	82	5	6	76	162	741	927	469	4.57	6.30
Tard-Püspökladány.	1938	2	1330	903	1007	580	64.5	107	—	1	117	212	1150	1092	553	5.43	5.42
Püspökladány-Debrecen	1936	1	408	408	261	261	64.0	49	—	2	46	93	429	940	495	4.62	5.33

talált reflektáló felületekkel azonosítottuk és a sebességet ennek megfelelően számítottuk ki.

Ugyanezt a módszert alkalmaztuk a *kapuvári méréseknél* is, ahol a *mi-hályi mélyfúrást* használtuk fel.

A *bükkszéki I. sz. mélyfúrásban* alkalmunk volt a fúrólyukban robbantani és a felszínen elhelyezett geofonnal a sebességet közvetlenül mérni. Ezekből az ellenőrző mérésekből nyert sebességérték jól egyezett a refrakciós mérésekből számított sebességgel.

A *mezőkövesdi* refrakciós mérések a *tardi* mélyfúrás adataival összevetve szintén jó megegyezést mutattak. A reflektáló felületek minéműségére vonatkozólag pedig igen értékes támpontokat kaptunk a *tardi* fúrás szelvényéből.

A reflexiós szeizmikus felvételeket mindig *szelvények* mentén végeztük. A szelvények irányát úgy kellett megválasztani, hogy az lehetőleg merőlegesen haladjon a feltételezett geológiai alakulat tengelyén át vagy pedig, hogy az esetleges boltozódás feltételezett legmagasabb pontján menjen keresztül. Azokon a vidékeken, ahol már torziós ingamérések voltak, a szeizmikus szelvények irányát az izogammatérképek alapján állapítottuk meg.

Részletes felvétel esetén több egymással párhuzamos szelvényt fektetünk, sőt ezekre merőleges irányban is egy vagy több szelvényt mértünk végig a reflexiós szeizmikus módszerrel. A szelvényekre vonatkozó számadatok az előbbi táblázatban láthatók.

A szelvények mentén a mérések eredményeit úgy érzékeltetjük, hogy a robbantópont és a felvevő készülékek középhelyzete között, a felezőponton, a szelvényre merőlegesen húzott vonalra a reflektáló pontokat a megfelelő mélységben felrakjuk (lásd VIII. számú melléklet). E reflektáló pontok mélységét a nyert szeizmogramokban jelentkező reflexiók adataiból számítjuk ki a már ismertetett módon.

Azokat a reflektáló pontokat, amelyek egy felületén fekszenek, folytonos vonallal összekötve a *reflektáló szelvények* egész rendszerét kapjuk. Ha akár a szeizmogramok, akár más adatok alapján biztosan el tudjuk dönteni azt, hogy mely reflektáló pontok tartoznak ugyanahhoz a felülethez, akkor a nyert szelvény tényleg az illető reflektáló felületet reprezentálja. A reflexiós szeizmikus módszer bizonytalansága épen a reflektáló pontok összekötésének határozatlanságában van. A legritkébb eset az, hogy a szeizmogramokban megjelenő reflexiók minéműségéből lehet a reflektáló pontok összetartozására következtetni.

Ha valamely területen több szelvényt mértünk végig, akkor minden szelvényben kijelölve azokat a reflektáló pontokat, amelyek az egész területen egy és ugyanazon a felületen fekszenek, e pontok mélységi adatai alapján megrajzolhatjuk a kiválasztott felület földalatti rétegvonalas térképét (lásd a VII. számú mellékleten a *mezőkövesdi* rétegvonalas térképet).

E rétegvonalas térkép elkészítésében természetesen ugyanaz a bizonytalanság van meg, mint a szelvények mentén kijelölt reflektáló felületek meghatározásában.

E bizonytalanságokat a reflexiós szeizmikus mérések eredményeinek vizsgálatánál mindig szem előtt kell tartanunk.

4. A mérések eredményei.

a. Próbamérések.

Mint már említettük, az új eszközt először *Órszentmiklós*, majd *Kapuvár* környékén próbáltuk ki. Az *órszentmiklói* próbamérések kiindulási pontjául az ottani III. sz. mélyfúrás helyét vettük, melyben a fúró 880 m mélységben az eocén mészkövet ütötte meg. Ennek fedője a néhány méter vastag felületi homokos rétegtől eltekintve kiscelli agyag. Miután a mésző és a kiscelli agyag határfelületéről nem sikerült határozott visszaverődéseket kapni, a próbaméréseket *Kapuvár* környékén folytattuk, ahol az *Eurogasco* 1934-ben szeizmikus felvételeket már végeztetett. Itt az *Eurogasco* méréseivel azonos robbantási helyeket használtuk s felvételeink világos és jellegzetes reflexiókat mutattak. Miután így az eszköz használhatóságát megállapítottuk, megkezdjük felvételező méréseinket.

b. A Fót, Rákospalota és Újpest határában végzett mérések.

Az 1935. évi *budapestkörnyéki* torziós ingamérések által talált boltozódások ellenőrzésére itt végeztük el első szeizmikus méréseinket. A *Fóttól* DNY-ra fekvő *Sikátor-pusztán* talált gravitációs maximumon egy ÉK-DNy és egy ÉNy-DK irányú, a *rákospalota-újpesti* vasútállomás északi részén talált gravitációs maximumon pedig egy ÉK-DNy irányú szelvényt fektettünk át. Mindkét *sikátorpusztai* szelvényben két reflektáló felületet kaptunk, melyek mind-egyikében megvan a torziós ingamérések izogrammáiban mutatkozó boltozódás. E két reflektáló felület közül a felsőben a boltozódás teteje 700 m, az alsóban mintegy 900 m mélyen van. E mélységek, minthogy ezen a vidéken sebességmeghatározást technikai okok miatt nem végezhattünk, nem teljesen megbízhatók, a szelvények alakján azonban ez nem változtat. A szeizmikus felvételek a *sikátorpusztai* gravitációs maximum helyén a torziós inga adataival egyezően meredekfalú kiemelkedő röögöt mutatnak. A *rákospalota-újpesti* szelvényt *Rákospalota* község és a váci vasútvonal miatt a gravitációs maximum helyén meg kellett szakítani, a felvett részletek azonban a torziós ingamérések eredményeivel jól megegyeztek.

c. A nagybátonyi felvételek.

Az 1937. évi szeizmikus mérések első programja a *nagybátonyi* gravitációs maximum (lásd az I. számú mellékletet) részletes megvizsgálása volt. E célból e területen hét szelvényt fektettünk át, amelyeknek elhelyezése azonban a nehéz terepviszonyok miatt nem a legkedvezőbb volt.

A hét szelvény mentén kapott mélységi pontokat bizonyos önkénnyel négy felületbe soroltuk. E négy felület közül a legfelső és a legalsó csak egyes szelvényekben és ott is csak többé-kevésbé rövid darabon volt észlelhető. Ellenben úgy látszott, hogy a két középső reflektáló felület minden szelvényben feltalálható. E két felület rétegvonalas térképét el is készítettük s ezekből az az eredmény adódott, hogy a megvizsgált területen e felületek legmagasabb pontja

az *Alsó- és Felsőlengyedet* összekötő úttól nyugatra és a torziós inga által talált gravitációs maximumtól keletre van eltolva.

A szeizmikus mérések eredményeiből adódott maximumon lemélyített mélyfúrás szelvényében azonban a reflektáló felületnek megfelelő határfelületek nem mutatkoztak.

A különböző szelvényekben nyert reflektáló mélységi pontoknak egy reflektáló felületté való összekötése az egész *nagybátonyi* területen olyan nagy bizonytalanságot mutatott, hogy e bizonytalanság jelentékenyen befolyásolja az itteni szeizmikus mérések eredményeinek megbízhatóságát.

d. A bükkszéki mérések.

Bükkszék vidékén szintén hét szelvényben végeztünk méréseket. A reflektáló pontoknak egy felületté való összekötetése itt is nagy bizonytalanságot mutat, bár a fúrási eredmények alapján két reflektáló felület létezését tételezhetjük fel. Ez a két felület a legalsó oligocénnek és az alaphelységnek a felülete. E két felület rétegvonalas térképének elkészítésénél, valamint a szeizmikus mélységi pontoknak összekötetésénél a meglévő mélyfúrások adatait figyelembe vettük. Az altalajnak erősen töredezett volta, valamint a szelvényeknek egymástól való nagy távolsága miatt a rétegvonalas térképek ott, ahol azt fúrási eredmények meg nem határozzák, a *nagybátonyi* felvételekhez hasonlóan itt is bizonytalanok. Így szükségesnek mutatkozik az újabb fúrási eredmények figyelembevételével a szelvények menetét s ez alapon a rétegvonalas térképet is állandóan módosítani.

Maguk a reflexiós pontok által meghatározott mélységek ugyanis megbízhatók, a bizonytalanság — különösen töredezett altalaj esetén — abban nyilvánul meg, hogy az egymásután következő profilok mélységi pontjait többféleképpen lehet összekötni s a helyes összekötést — különösen, ha a rétegben hirtelen változások vannak — biztosan megállapítani igen nehéz feladat. A *Bükkszék* melletti vetődést bizonyos fokig a szeizmikus felvételek alapján készített rétegvonalas térképben is fel lehet találni, bár itt nem mint egy összefüggő nagy vetődés, hanem mint több kisebb és különféle irányú hirtelen letörés jelentkezett.

e. A vásárosnaményi felvételek.

E mérések az itt észlelt *gravitációs minimum* okát voltak hivatva tisztázni. A gravitációs minimumon átfektetett szeizmikus szelvény minden kétséget kizáróan igazolta, hogy azt, a környékbeli kibuvásukból megítélve, egy ott levő andezit-teknő s nem pedig sódóm hozza létre, amelynek gravitációs hatása szintén minimumot ad. A szeizmikus szelvényben a minimum helyén nagyobb, a szélek felé pedig egyre kisebb mélységeket kaptunk, ami nyilvánvalóvá tette, hogy a gravitációs minimumot a környezetnél *nagyobb sűrűségű teknő* s nem a környezetnél kisebb sűrűségű alakulat (só) kiemelkedése hozta létre.

E mérések alapjául az 1933- és 34-ben itt végzett torziós ingamérések szolgáltak, melyek *Mezőkövesd* határában gravitációs maximumot jeleztek, te-tején két kisebb boltozódással. A gravitációs mérések alapján végzett szelvény-számítások különféle tömegeloszlás feltételezésével a maximum okát vagy bolto-zódással, vagy egymásután következő törésekkel fokozatosan lesüllyedő alakulat jelenlétével magyarázhatták. E kétféle lehetőség eldöntésére végeztük a szeiz-mikus méréseket.

A szeizmikus hullámoknak a *mezőkövesdi* terepen érvényes *terjedési se-bességét* refrakciós módszerrel határoztuk meg. Az így kapott értéket a *tard-debrecei* szelvény *Tard és Mezőkövesd* közti szakaszának felvételekor a *tardi mélyfúrás* ismert adataival módunkban volt ellenőrizni. A *tardi* mélyfúrásban két felületet találtak, melyekről határozott reflexiókat várhattunk. Ezek a 799.58 m mélységben megütött riolittuffa-agyag és az 1780.90 m mélységben megütött agyag-mészkő határfelület. A *tardi* mélyfúrás helyén végzett refle-xiós felvételekből a *mezőkövesdi* — refrakciós módszerrel megállapított — se-bességekkel 840 és 1840 m mélységben kaptunk reflektáló felületeket. E mélysé-geknek a ténylegesekkel való egyezése jónak mondható, mert a két érték közt csak 5% illetve 3.4% különbség van, amit a *Mezőkövesd* és a *tardi mélyfúrás* közti nagy távolsággal meg lehet indokolni. A *tardi* mélyfúrásból a reflektáló felületekre nyert felvilágosítást a szelvény későbbi menetében is fel lehetett használni.

Valamely reflektáló felületet a szelvény mentén biztosan követni csak akkor lehet, ha reflexiókat csak arról vagy attól nagyon messze eső felületek-ről nyerünk s így az egymáshoz tartozó mélységi pontok összekötésébe bizony-talanság nem kerülhet be. Ez a követelmény azonban általában ritkán teljesül s miután így az egymásután következő egyes profilokban nyert reflektáló pon-tok összekötése többféleképen történhetik, a kiindulásnál felvett réteg az elköve-tett hiba miatt magasabbra vagy mélyebbre adódik a valóságosnál. Általában minél több reflektáló pontot nyerünk egy-egy profilban, annál inkább el lehet hibázni azok helyes összeköttetését, különösen akkor, ha az egyes meghatáro-zott mérési pontok egymástól távol vannak, és a rétegek helyenként meredeken törnek le. Miután a *Tardtól* kiinduló szelvénynél profilonként általában 5 re-flektáló pontot kapunk s a mérési helyek egymástól 550 m-re voltak, a reflek-táló pontok helyeinek összeköttetése meglehetősen bizonytalan volt.

E bizonytalanságot azáltal próbáltuk kisebbíteni, hogy a reflektáló pontok összekötését két egymástól függetlenül dolgozó számoló csoport végezte el. Az egy-mástól függetlenül meghatározott szelvények jó egyezést mutattak, ami a felrajzolt szelvény valószínű helyessége mellett szól. Az így nyert szelvény *Mezőkövesdtől* délkeletre keresztezte a VI. jelű szelvényt (lásd a VII. számú mellékletet), ez az I., II. és III. szelvényt, az I., II. és III. szelvény pedig a IV. és V. szelvényt. A keresztezési pontokon a két ismert reflektáló felületet követni lehetett az ösz-szes *mezőkövesdi* szelvényekben. A VII. számú mellékleten az így készített szelvények alapján szerkesztettük meg az agyag-mészkő határfelület rétegvona-las térképét. Ez a térkép *boltozódás* jelenlétét mutatja a *mezőkövesdi gravi-*

táción maximum közelében. A boltozódás legmagasabb pontja a gravitációs maximum helyétől ÉNy irányban mintegy 1 km-re el van tolva. A szeizmikus mérések tehát igazolták, hogy a mezőkövesdi gravitációs maximumot boltozódás okozza, amelyben az alapkőzet és az összes felette fekvő rétegek is többé-kevésbé részt vesznek.

A mezőkövesdi mélyfúrás a szeizmikus kimutatott maximum helyére telepítetett. A fúrás a pannon-tufa, valamint a tufa-agyag határfelületet pontosan a szeizmikus mérések által meghatározott mélységben érte el. Az agyag-mészko határfelület mélységére vonatkozó szeizmikus adat azonban a valóságnál nagyobbban bizonyult. A különbség nagy: közel 300 m. A mészko 840 m-es tényleges mélységének megfelelő reflektáló pont ugyan megvan a szeizmikus profilban is, de a Tardról levezetett mészköfelület továbbvitele a nyert reflektáló pontok alapján a mezőkövesdi szeizmikus szelvényekben nem helytálló, mivel a reflektáló pontok összekötése — úgy látszik — nem mindig a mészko felülete mentén történt.

g. A Tard-Mezőkövesd-Tiszaörs-Karcag-Püspökladány-Debrecen vonalban végzett mérések.

E szelvény felvétele nem folyamatosan történt, hanem először a püspökladány-debreceni szakaszt készítettük el még 1936-ban; a tard-püspökladányi szakaszra csak két évvel később, 1938-ban került sor. A szelvény áthalad a tardi, tiszai, karcagi, hajdúszoboszlói és a debreceni mélyfúrásokon s amellett oly területeken vonul végig, ahol majd mindenütt torziós ingamérések is voltak. A szelvény helyszínrajzját a VII. számú melléklet mutatja.

A püspökladány-debreceni szeizmikus felvételek alapján készített szelvény (lásd a VIII. számú mellékletet) a hajdúszoboszlói és a debreceni mélyfúrás adataival jól egyező értékeket szolgáltatott s tisztázta az izogammákból vonható következtetés és a fúrások eredményei közti ellentétet. Eszerint a debreceni mélyfúrástól keletre a nehézségerő jelentős kisebbedése nem az alapkőzetnek a lesüllyedéséből származik, mint azt az izogammatérképek eddigi magyarázata szerint fel lehetett tételezni, hanem csupán az alakulatok sűrűségkülönbségéből.

A tard-püspökladányi szelvény ugyan három mélyfúráson halad keresztül, de ezek közül csak a tardiban ütötte meg a fúró az alapkőzetet s így az alapkőzetnek e hosszú szelvényben feltüntetett vonulatát ellenőrizni tovább nem lehetett.

A mélyfúrások helyén a fúrások adatait a szeizmikus mérések eredményeiből számított adatokkal összehasonlítva a következőket kapjuk:

A mélyfúrás helye :	Az alapkőzet mélysége	
	a fúrás szerint :	a reflexiós szeizmikus mérés szerint :
<i>Tard</i>	1781 m	1840 m
<i>Tiszaörs</i>	1940 m-ben pannonban abbamaradt !	2440 „
<i>Karcag</i>	1224 m-ben pannonban abbamaradt !	2000 „
<i>Hajdúszoboszló</i>	1556 m	1556 „
<i>Debrecen</i>	1477 „	1393 „

Az alapkőzetnek a szeizmikus mérések eredményeiből számított mélységi adatai a *tardi* és a *debreceni* mélyfúrásban talált adatokkal elfogadható egyezést mutatnak. A *tiszaörsi* és a *karcagi* mélyfúrások adatai, mivel e mélyfúrások nem hatoltak le kellő mélységig, ellenőrzésre nem szolgálhatnak.

A *hajdúszoboszlói* adatok teljes egyezése pedig onnan származik, hogy az 1936. évi szeizmikus méréseknél a szeizmikus hullámok terjedési sebességének számításához az alapkőzetnek a *hajdúszoboszlói* mélyfúrásban talált mélységét használtuk fel és így a pontos egyezésnek meg kell lennie.

E. Elektromos mérések.

1. Elektromos mérések 1938-ban.

A m. kir. *Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* az 1938. év tavaszán a *MÁVAG* részére vasérckutató céljából földmágneses méréseket végzett. (Lásd 35. oldal). E mérések több helyen (pl. *Komjáti*, *Bódvarákó* és *Tornakápolna* környékén) jelentős földmágneses anomáliákat mutattak, az ezeket okozó földalatti mágneses tömegek mibenléte azonban magukból a földmágneses mérésekből nem volt egyértelműen eldönthető. A ható alakulatok további megvizsgálására a *Geofizikai Intézet elektromos mérések* végzését ajánlotta.

A *Geofizikai Intézet* a *MÁVAG* részére *Bódvarákó* és *Komjáti* mellett 1938 nyarán végzett is elektromos méréseket. A mérések eredményeinek értelmezése azonban nem volt kielégítő.

Szükségessé vált tehát ismert geológiai felépítésű és szerkezetű vidéken végezni elektromos méréseket, hogy megállapíthassuk, milyen összefüggések lehetnek az altalaj geológiai viszonyai és annak elektromos ellenállása között. Ily tapasztalatok szerzésére a *rudabányai vasércbánya* területe látszott a legalkalmasabbnak. A bányatulajdonos *Rimamurány-Salgótarjáni Vasmű Rt.* készségesen hozzájárult elektromos méréseinknek és ezzel kapcsolatban földmágneses méréseinknek is az elvégzéséhez.

A mérések kivitele négyelektrodos rendszerű fajlagos ellenállásmérő berendezéssel¹⁴⁾ történt. A berendezést *Dr. Pogány Béla* műegyetemi tanár utasítása szerint *Dr. Schmid Rezső* egyetemi m. tanár és társai állították össze és a *Műegyetemi Fizikai Intézet* bocsátotta a *Geofizikai Intézet* rendelkezésére (lásd III. Lap 19. ábra). *Dr. Pogány* és *Dr. Schmid* — mások mellett — a tényleges mérésekben is tevékenyen részt vettek.

A mérés alapelve a következő: A vizsgálandó területen négy vaselektrodot szúrunk le egy egyenes vonal mentén, egymástól egyenlő távolságokra. A két külső elektródon ismert *I ampère* erősségű áramot vezetünk a földbe, a két belső között pedig megmérjük a mutatkozó *V volt* feszültségkülönbséget. Ha a

¹⁴⁾ Report on the Imperial Geophysical Experimental Survey by A. G. Broughton Edge, p. 246.

belső elektródok egymástól *a méter távolságra* vannak, akkor az elektród-rendszer középpontja alatt az *a méter mélységig* terjedő rétegek *átlagos fajlagos ellenállása*:

$$R = 2 \pi a \frac{V}{I} \text{ ohmméter.}$$

Ha a talaj rétegei vízszintes irányban elég nagy kiterjedésben homogének, akkor az elektródokat egymástól fokozatosan távolítva méréseinkkel megállapíthatjuk az *átlagos fajlagos ellenállásnak a mélységgel való változását*. E változás menetéből kell azután következtetni a változásokat előidéző rétegekre.

Természetesen e módszer alkalmazhatóságának alapfeltétele az említett vízszintes irányú homogenitáson kívül az, hogy a kutatandó ércetek vagy egyéb kőzetek fajlagos elektromos ellenállása a környező kőzetekétől jelentősen különbözzék.¹⁵⁾

2. A végzett elektromos mérések eredményei.

a. Rudabánya vidéke.

Rudabányai elektromos méréseink első feladata a *borsod-abaújmegyei hegyvonulat* ércelőfordulással kapcsolatos alakulatai fajlagos ellenállásának meghatározása volt. A rudabányai fejtésekben *szabadon álló alakulatok* méréseink számára könnyen hozzáférhetőek és így e meghatározásokra kiválóan alkalmasok voltak. Sajnos azonban, *vízszintes irányban* egyáltalán nem nagy kiterjedésűek, hanem erősen gyűrt és töredezett rétegződést mutattak. Ezért nagyobb elektródtávolságoknál a *környező alakulatok zavaró hatása* rendszerint elég jelentékeny volt. A legkisebb elektródtávolságoknál viszont a felszínnek sokféle körülménytől függő változó *víz tartalma* jelentett zavaró körülményeket.

Először a *limonit fajlagos ellenállását* határoztuk meg. A méréseket az „*Andrássy I.*” *bányaudvaron* feltárt és vízszintesre letakarított limonitfejtésen végeztük. A felszíni egyenetlenségekből, az ércelőfordulás terraszszerűségéből és az aknákból származó bizonytalanságokat a lehetőség szerint kiküszöbölve a *limonit fajlagos ellenállására* középértékben

$$R = 60 - 70 \text{ ohmméter}$$

adódott. A bánya különböző helyein ettől az értéktől kisebb-nagyobb *eltérések* mutatkoztak, bizonyára az előforduló különféle *szennyezések* (szulfátok, stb.) következtében.

A *sziderit fajlagos ellenállásának* meghatározására limonitfalakkal körülvett és laposra letakarított sziderittesten végeztünk méréseket. A fellépő zavaró körülmények okozta bizonytalanságokat itt is a lehetőség szerint kiküszöbölve a *sziderit fajlagos ellenállására* az

$$R = 70 - 80 \text{ ohmméter}$$

értéket kaptuk, azaz majdnem ugyanannyit, mint a limonitéra.

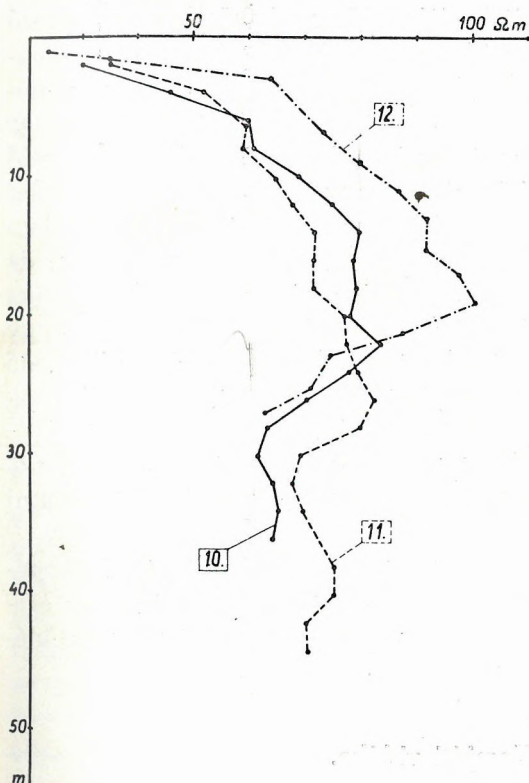
¹⁵⁾ U. ott, p. 9.

E két eredmény alapján kimondhatjuk, hogy a *Rudabányán* található vasérccek fajlagos ellenállása mintegy 60 — 80 ohmméterre tehető (l. 20. ábrát).

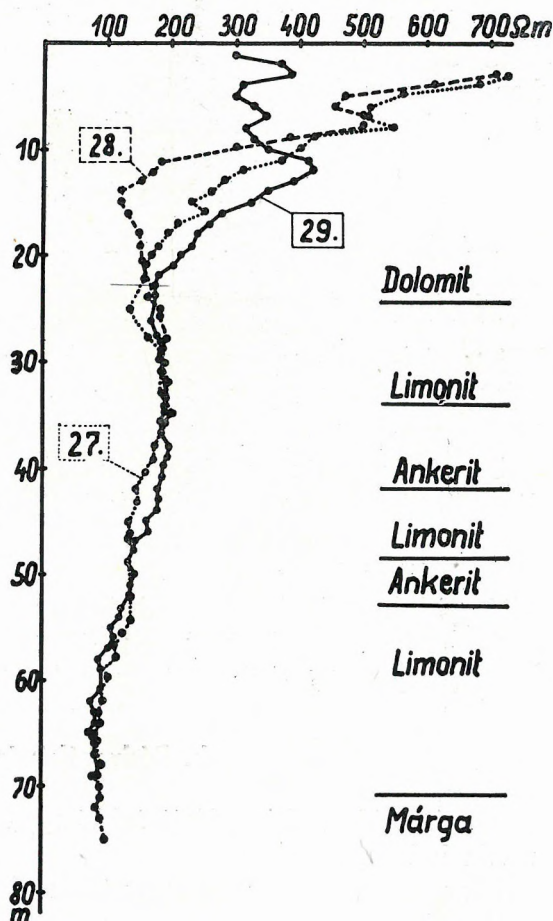
Az ércet takaró *pannon agyag* fajlagos ellenállásának meghatározására az „*Andrássy I.*“ táró délnyugati, legmagasabb terraszán végeztünk méréseket. Több mérés szerint a *pannon agyagréteg* fajlagos ellenállása

$$R = 15 - 20 \text{ ohmméter.}$$

Ugyanezen a helyen és még másutt is alkalmunk volt a *pannon agyag*-gal *letakart limonit* hatását tanulmányozni. Azt találtuk, hogy a jól vezető agyag határán a fajlagos ellenállás nem ugrik fel a rosszul vezető limonitot jellemző értékre: a jól vezető agyag „*leárnnyékoló*“ hatást fejt ki. A kevésbé vezető limonit jelenléte ilyenkor csupán abból vehető észre, hogy a fajlagos ellen-



20. ábra.
Elektromos ellenállásgörbék.



21. ábra.
Elektromos ellenállásgörbék. Dolomit
alatt limonit és ankerit.

állás a mélységgel növekszik és ez a növekedés annál nagyobb mérvű, minél közelebb van a limonit szintje a felszínhez. Erre különben helyi érvényű számbeli összefüggést is lehetett találni.

Az át nem alakult *mész- és dolomit fajlagos ellenállásának* meghatározására a „Vilmos“ bányarész feletti terraszon mutatkozott alkalmas terület, ahol az ércet laposra lemunkált vastag dolomitréteg fedi. A 115. sz. fúróluk közelében a *dolomit fajlagos ellenállására*

$$R = 700 - 800 \text{ ohmméter}$$

értéket kaptunk. A *dolomit alatt* a fúrásból ismert *limonit és ankerit* rétegek, ezek alatt *márga* következik. Ezek jelenlétét a fajlagos ellenállás megfelelő változása is biztosan jelezte (lásd a 21. ábrát).

Rudabányai méréseinken szerzett tapasztalataink alapján megfigyelhetünk arra a kérdésre, hogy hasonló geológiai viszonyok mellett az elektromos ellenállásmérés alkalmas-e *lefedett ércelőfordulások kimutatására*. A válasz erre a kérdésre a következőkből áll:

Ha a limonitot mész- vagy dolomit borítja, akkor a kezdetben mutatkozó igen nagy fajlagos ellenállás a jobban vezető érc szintje felé rohamosan csökken, tehát az *érces szint jelenlétét elég biztosan jelzi*, ha csak a felszín inhomogenitásai ezt meg nem zavarják.

Ha azonban a limonitot pannon agyagtakaró fedi, akkor a jobban vezető agyag leárnýékoló hatása folytán az *érc jelenlétére vagy hiányára nem lehet egyértelműen következtetni*. A fajlagos ellenállás növekedése a nagyobb ellenállású réteg jelenlétét és a növekedés mérve e réteg mélységét jelzi ugyan, de hogy ez a réteg érces-e vagy meddő, azt magukból a mérésekből eldönteni nem lehet. Mégis az esetben, ha az elektoródtávolság növelésével (de anélkül, hogy valamelyik elektród a homogén felszínből kilépne) elérhető, hogy a növekedő fajlagos ellenállás a limonitot jellemző 60–80 ohméteres értéket *túllépje*, akkor csaknem bizonyos, hogy az agyag alatt *meddő* helyezkedik el.

Az agyagtakaró borította meddő mész- vagy dolomit alatt elhelyezkedő limonitról elektromos ellenállásméréssel eddigi tapasztalataink szerint semmi módon *nem szerezhetünk tudomást*.

Láttuk, hogy az ellenállásmérés alkalmazhatóságának a *felszín homogenitása* is úgyszólván elengedhetetlen feltétele. Sajnos, ez a feltétel éppen az ércelőfordulások helyén alig teljesül, minthogy az ércesedés rendszerint vetődésekkel, repedésekkel és elcsuszamlásokkal kapcsolatos.

b. Bódvarákó és Komjáti vidéke.

A *Bódvarákó mellett talált* igen nagy, 900 gammás földmágneses anomália helyén több párhuzamos és egymástól mintegy 50 m távolságban levő vonalak mentén történt az elektródok távolítása. Az eredmények általában azt mutatták, hogy az ellenállás az első néhány méteren hirtelen felmegy 70–100 ohmméterre, majd lassan tovább emelkedik és 500 m elektródtávolságnál általában eléri a 250 ohmméter értéket.

Ez az eredmény a *rudabányai* tapasztalatok megvilágításában teljesen valószínűtlenné teszi, hogy az arányilag jól vezető felszíni réteg alatt közvetlenül *limonit* fordulna elő. A limoniténál sokkal nagyobb, több száz ohméteres fajlagos ellenállások rosszul vezető rétegektől, *dolomitól*, nem ércesedett *mész- kőtől*, vagy egyebektől származhatnak.

Komjáti melletti a Bódva alluviuma felett talált földmágneses anomália helyén is végeztünk igen nagy számú elektromos ellenállásmérést. Az aránylag jól vezető felszín alatt előbb nagyobb ellenállású, majd hamarosan igen kis ellenállású rétegek következtek. A helyszínen néhány méterre leásva a nedves humuszos felszín alatt igen vékony vízrekesztő agyagréteg, majd nagyszemű rosszul vezető kavicsréteg, ez alatt pedig, már a talajvíz szintje alatt, igen jól vezető, nedves, hcmokos kavicsréteg mutatkozott. Úgy látszik tehát, hogy ezt a földmágneses anomáliát sem vasérc jelenléte okozza, vagy pedig a vasérc mélyebben fekszik, de akkor igen nagy mágneses szuszceptibilitásának kell lennie, hogy jelenlétével az észlelt mágneses anomáliákat megmagyarázni lehessen.

c. Martonyi vidéke.

A Rudabánya vidékén szerzett tapasztalatok birtokában Martonyi vidékén elsősorban az értelepeket borító agyagréteg ellenállását és a felszíni rétegek homogénitását kellett megvizsgálnunk. Megállapítottuk, hogy a felszín elektromos vezetés szempontjából azonos a Rudabányán is meglevő pannon agyaggal, amelynek fajlagos ellenállása 10—15 ohmméternek adódott. A kutató-árókban az agyag közül helyenként kibukkanó ércesedett kampili mészkő agyaggal kevert és lefedett állapotában nagyjából kétszer ekkora ellenállást mutatott.

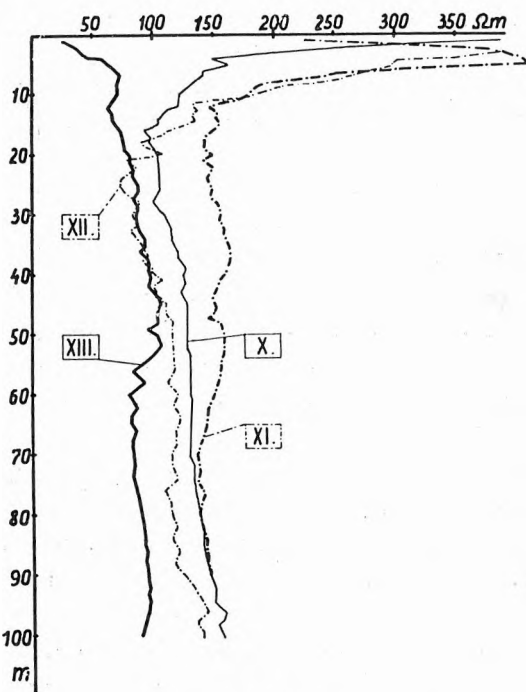
Tekintettel arra, hogy Martonyi vidékén az ércesedés az itt uralkodó, nagyjából DNY-ÉK irányú geotektonikai főirány mentén húzódó vetőkkel kapcsolatos, a következő méréseket ilyen, már feltárt vető mentén, mindkét oldalon tartottuk szükségesnek végezni, hogy a fajlagos ellenállásnak a mélységgel való változását itt is először ismert alakulatokban tanulmányozhassuk. A mérést a „Kálica” fejtés vetővonulatának nyugati meghosszabbításán végeztük. A felszínt a vető mindkét oldalán agyag borítja, aminek megfelelően az ellenállásértékek mindkét oldalon 10 ohmm. körül kezdődnek és a mélységgel mindkét oldalon növekednek. A meddő, mészköves oldalon az ellenállások lényegesen nagyobbak, mint az érces oldalon. A fő ércesedési zóna 20—40 méter között lehet. A 40 m-nél nagyobb mélységekben (valószínűleg a talajvíz ellenállás-csökkentő hatása következtében) ismét jobban vezető réteg jelenik meg.

A Kisrednek völgy szélén a vető két oldalán oly módon végezhattuk a méréseket, hogy az elektródok távolítás közben nagyjából mindig ugyanabban a magassági szintben maradtak. A meddő oldalon szürke mészkő, az érces oldalon már málladozó kampili mészkő van a felszínen. Ennek megfelelően az ellenállások a meddő oldalon aránylag magasabb, az érces oldalon alacsonyabb értékekkel kezdődnek. Ezután mindkét oldalon eléggé mély minimum következik, amelyet legegyszerűbben a talajvíz megjelenése magyarázna meg. A további mélységekben az ellenállás ismét emelkedik és az érces oldalon a jellegzetes 20—30 m-es közben éri el az ércesedésnek megfelelő értékeket.

A Tálalmas-parlagon és annak erdős lejtőjén a kevésbé jól vezető erdő-talaj elektromos viselkedését tanulmányoztuk. Az erdős lejtőn végzett mérések mind igen magas felszíni ellenállásértékeket mutattak, míg az agyagos málla-

dékkal borított erdőirtáson (parlagon) az értékek sokkal alacsonyabb ellenállásokkal kezdődnek.

Ezek a mérések az erdőtalaj hatásának tanulmányozásán kívül már kutató mérésekül is szolgáltak. A *Tilalmas-parlagon* a XIII. sz. mérés mutat leginkább hosszabb darabon a limonit jelenlétére valló 70–80 ohmm. körüli fajlagos ellenállásértékeket (lásd a 22. ábrát). Az ellenállás azonban az elektródok távolítása folyamán véges-végig a 100 ohmm. érték alatt marad, aminek okát azonban nem a limonit vastagságában, hanem bizonyára a felszíni mállott agyag hatásában kereshetjük. Az erdőtalajon a X. és XII. sz. mérés eredményéből lehet ércelőfordulásra következtetni. Épen e két mérés helye esik legközelebb a vetőkhöz és érces nyomok a felszínen is előfordulnak.



22. ábra.

Elektromos ellenállásgörbe a
Tilalmas-parlagon.

A következő mérések helye a *Tilalmas-parlag* másik, a *Kisrednek völgy felé eső lejtője* volt, ahol régi vashányák beomlott, illetve felrobbantott művelései húzódnak. Az itt elvonuló *vető* déli, agyaggal fedett szürke mészköves meddő oldalán és északi, kampili mészköves érces oldalán végeztünk méréseket. A *meddő oldalon* az ellenállás úgyszólván egyenletesen emelkedik, míg az *érces oldalon* a kezdeti ingadozás után nagyjá-

ból állandó marad, majd lassan változik a mélyebben levő rétegek természetének megfelelően.

A *Tilalmas-parlag* dombhátának a *Diós völgy felé eső oldalán* az *érces zóna rétegsora*: werfeni pala, sárgás kampili mészkő és sötétszürke kalcit-eres mészkő a *felszínre bukkan*. A fajlagos ellenállások a nagyobbodó elektródtávolságokkal igen gyors növekedést mutattak, jeléül annak, hogy itt a felszínhez közel ércesedés nem várható. A legalacsonyabb ellenállásértékeket a fő ércesedési szint, a werfeni pala és a kampili mészkő határfelülete közelében végzett mérés eredményezte, ahol gyenge felszíni ércesedés is mutatkozott.

A *Diós völgyben* az egyik kisebb földmágneses anomália helyén végeztünk összehasonlító mérést. A fajlagos ellenállás azonban az elektródok távolításával erőteljes emelkedést mutatott, úgyhogy itt számbavehető ércesedésről alig lehet szó. Úgy látszik tehát, hogy a földmágneses méréseknek ily *völgyekben* jelentkező kisebb anomáliái az ércesedéssel nincsenek összefüggésben.

A *Diós völgy északkeleti lejtőjén* a „Jóremény” bánya *vetővonalának* tükörképét, azaz az ellentétes rétegsort mutató *vetővonalat* tanulmányozhattuk. A *mészköves meddő oldalon* nagyobb ellenállásokat, a *vetővonalban* és a *wer-*

feni törmelékes oldalon pedig kisebb ellenállásokat kaptunk. Nagyobb mérvű ércesedésre azonban itt sem következtethetünk.

Végül a *Tilalmas-parlagtól* Ny-ra levő szőlőhegy északabbra levő *Poroszkás* nevű részén végeztünk méréseket. A fő tektonikai irányban haladó és közel a *vetőhöz* végzett mérés már 1 m-től kezdve a 15 m-es elektródtávolságig a limonitra jellemző 70 ohm-m-es ellenállásértéket eredményezte, azaz a felszínhez közeli ércesedést jelzett. A *werfeni oldalra* helyezett mérésben az ellenállás először igen magas értékre ugrott fel, de azután hamarosan visszaesett ugyancsak 70 ohm. m.-re és azt a 15 m-es elektródtávolságban elhagyva az előbbi mérés ellenállásával együtt emelkedésbe ment át. A szürke mészköves *meddő oldalon*, mint egyebütt, itt is a magas ellenállásértékek jelentek meg a mérés eredményeiben.

E mérések színhelyén nyílt alkalom a nem mállott, *szálban álló werfeni pala fajlagos ellenállásának meghatározására*. Ismeretes, hogy az érces zónának e vidéken (*Rudbányán* is) a *werfeni pala* a fekéje, tehát fajlagos elektromos ellenállásának ismerete az elektromos vasérc kutatás szempontjából sem mikép sem lehet közömbös. A végrehajtott vizsgálat szerint a mállatlan és ércetlen *werfeni pala* fajlagos ellenállása *több száz ohmm.*

Eszerint ezen a helyen azzal az eléggé kivételes kedvező esettel állottunk szemben, midőn az ércesedést mindkét oldalról az *érc ellenállásánál nagyobb ellenállású rétegek* határolják, amikor is az elektromos módszer eredményéből a vasérc jelenlétére vont következtetés úgyszólván biztosnak mondható. A helyszínen végeztetett próbafeltárások csakugyan erős ércesedést mutattak.

Méréseink mindig csak *átlagos fajlagos ellenállás* értékeket szolgáltatnak. Megtörténhetik tehát, hogy a *nagy ellenállású mállatlan* és az azt igen gyakran fedő *kis ellenállású mállott meddő réteg* alkalmas összetételben az *érces rétegnek megfelelő* átlagos ellenállást eredményez, akkor is, ha az érces réteg nincsen meg, vagy ha megvolt ugyan, de az erózió annak zömét már elhordta. Tehát a limonitnak megfelelő ellenállások felléptéből nem szükségképpen következik a limonit jelenléte.

A limonit jelenléte viszont csak akkor jár együtt a megfelelő ellenállásértékek felléptével, ha a mélységéhez képest eléggé nagy térfogatot tölt be. Minthogy ezen az ércterületen nem igen találni néhány méternél nagyobb kiterjedésű limonitrétegeket, ez azt jelenti, hogy a *limonit felismerhetősége a felszínhez közeli előfordulásokra korlátozódik.*

Az elektromos limonit kutatásnak ezek a bizonytalanságai onnan származnak, hogy a *limonit* csupán kohászat szempontjából nevezhető „*érc*”-nek, egyébként semmilyen *érces tulajdonságot nem mutat*. Az ércnek általában jó vezetők (épen ezen alapul az elektromos módszerrel való kutatásuk), a limonit ellenben alig, sőt a környező agyagnál, málladéknál rosszabbul vezet és így az elektromos vezetőképességre alapított eljárással nem mindig és csak az említett nehézségekkel mutatható ki.

Az átlagos elektromos fajlagos talajjellenállásmérés alkalmazása limonit kutatásra mindezek alapján a következő módon történhetik.

A kutatandó területen részletes mikrotektonikai felvételekkel mindennek előtt az ércelőfordulással kapcsolatos *vetővonalak* jelölendők ki. Ha e vetővona-

lak mentén végzett mérés mindvégig az ércénél nagyobb ellenállásokat ad, akkor azon a helyen az *ércesedés nem valószínű*. Ha viszont a mért ellenállások az ércere jellemző 60—80 ohmm.-es határt nem múlják felül, akkor *ércelőfordulásról lehet szó*, mégpedig *legvalószínűbben* az esetben, ha az érces zóna minden oldalról nagyobb ellenállású környezetbe van ágyazva, *kevésbé valószínű*en akkor, ha a felszínt jól vezető agyag vagy málladék borítja.

F. Fúróluk ellenállásának és porozitásának mérése.

Az eddig ismertetett olaj és földgázkutatásra alkalmazott geofizikai módszerek, a mélyfúrások helyének kitzéséhez szolgáltatnak adatokat. A most tárgyalandó mérési módszert azonban magában a mélyfúrásban az átfúrt rétegek egyes tulajdonságainak megállapítására alkalmazzuk. E módszert *Schlumberger* francia geofizikus dolgozta ki és alkalmazta először gyakorlati kutatásokra.

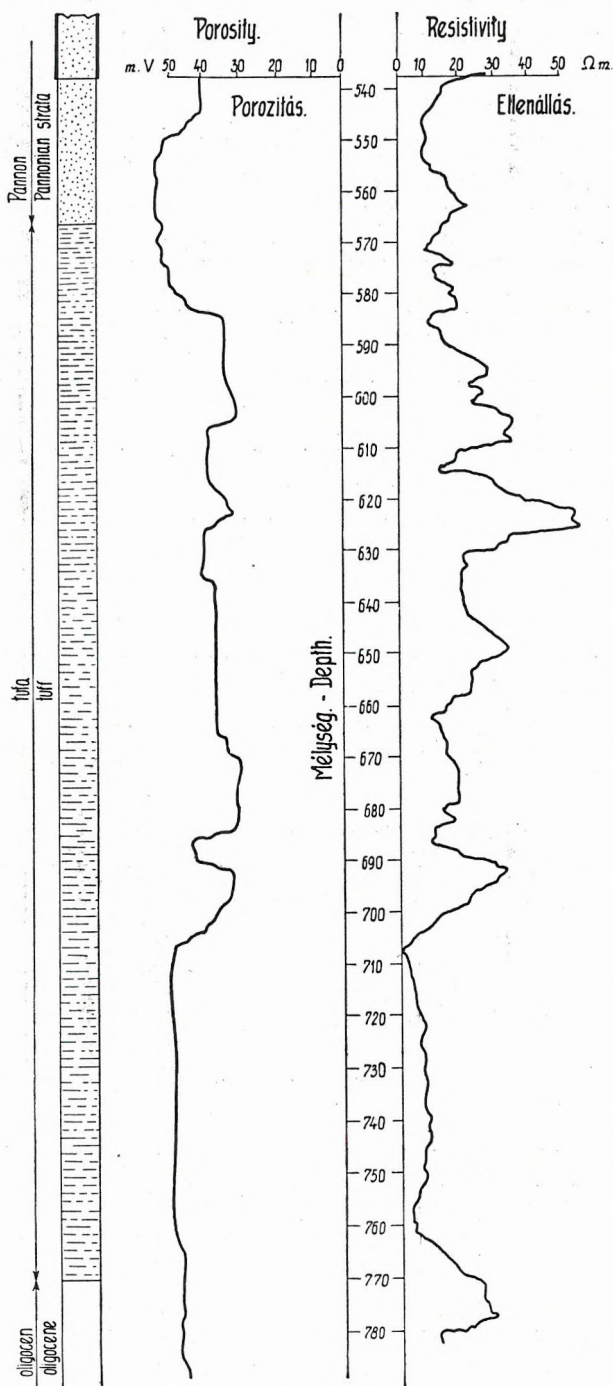
Mélyfúrásokban ily méréseket a fúrás előrehaladtával szakaszonként és csak a csővezetlen részben lehet végezni. E módszernél az átfúrt rétegek elektromos ellenállásának és porozitásának, valamint a fúrólukban levő hőmérsékletnek és a fúróvíz összetételének meghatározása a mérés tárgya.

A mérés kivitele úgy történik, hogy a fúrólukba *kábelt eresztünk*, amelynek végére a méréshez szükséges *elektródok* vannak felszerelve. Az elektródok egymástól elszigetelt kivezetései a kábel felső végén a kábel mozgása közben is hozzáférhetők.

A rétegek elektromos ellenállásának mérésére a fúrócső és a kábel alsó részére szerelt elektród között a polarizáció elkerülése végett kommutált egyenáram bevezetésével állandó erősségű áramlást létesítünk s a kábelre szerelt két közbelső, egymástól körülbelül 1—2 m távolságban levő mérőelektród között mutatkozó *feszültséget* a kábel lassú mozgása közben állandóan mérjük. Az áramerősséget állandó értéken tartva, az így mérhető feszültség a két mérőelektród közti réteg ellenállására jellemző. Minél nagyobb feszültséget mérünk, annál nagyobb a két mérőelektród közötti réteg elektromos ellenállása, minél kisebb feszültséget kapunk, annál kisebb.

A porozitás mérése úgy történik, hogy a föld felszíne és a fúróluk egyes pontjai közt fellépő *természetes feszültséget* határozzuk meg. Áram bevezetése nélkül a kábelnek a lyukba eresztett vége és a föld felszínén elhelyezett nem polározódó elektród között mérjük a kábel lassú mozgása közben a fellépő feszültséget.

A különböző geológiai alakulatok általában szigetelők s jó vagy rossz vezetőkké az elnyelt folyadék minősége és mennyisége teszi őket. A kis ellenállású rétegek általában jól vezető folyadékkal, tehát többé-kevésbé *sós vízzel* vannak átitatva, a nagy ellenállású rétegek pedig vagy oly *tömör kőzetek*, amelyek folyadékot nem szívnak fel, vagy ha porozusak, szigetelő folyadékkal, pl. *olajjal* vannak átitatva. Így az ellenállásgörbén fellépő nagy kiugrások a fúrólukban levő jól szigetelő helyeket jelzik, pl. esetleg olajjal telt kőzeteket. Minthogy tömör kőzetben olaj nincs, a nagy ellenállású helyek közül azokat kell kiválasztani, amelyek porozus rétegben mutatkoznak. Ezért kell az ellen-



23. ábra.

A mezőkövesdi mélyfúrás ellenállás és porozitás görbéje.

álláson kívül az átfúrt rétegek porozitását is meghatározni. A föld felszíne és a fúrólyuk egy pontja közt fellépő természetes elektromos feszültség a lyukban és az átfúrt rétegekben előálló folyadékaramlásokkal és a folyadék összetételével függ össze és a tapasztalat szerint a feszültség a porozus rétegekben általában nagyobb, mint a tömör kőzetekben. Ha a porozus réteg olajat tartalmaz, akkor ugyanazon a helyen a nagy ellenállás mellett számbavehető porozitás-emelkedést is találunk, míg a tömör anyagok helyén nagy ellenállást és kis porozitást mérünk. Víztartalmú porozus rétegekben ugyan még nagyobb porozitás-emelkedést kaphatunk, mint olajtartalmú rétegekben, a kis ellenállás azonban ezek víztartalmát rögtön elárulja.

A hőmérsékletmérés a fúrólyukban termoelemmel történik, amelynek forrasztási helye a mérőkábel megfelelően kiképzett fegyverzetéhez van kötve. A termoelem szálait a kábelben vezetjük a felszínre és a szálak végei — épúgy mint az áram- és feszültségelektrodok kivezetései — mérés közben, tehát a kábel mozgása alatt is hozzáférhetők. A hőmérsékletmérés alatt a termoelem forrasztási helyét — épúgy mint az ellenállás és porozitás mérése közben a megfelelő elektrodokat — lassú folytonos ütemben áthúzzuk a mérendő szakaszon s a mért feszültség alapján a kalibrálási görbéből a hőmérsékletet közvetlenül leol-

vassuk. A hőmérsékletmérést a fúrólyukban levő esetleges hőforrások, vagy más hőfokváltozást okozó rendellenességek kimutatására használjuk.

A fúróvíz összetételének vizsgálata és ennek esetleges megváltoztatása (hígítása tiszta vízzel) arra szolgál, hogy az elektrooszmózisból adódó feszültségeket szükség szerint el lehessen különíteni a porozításra jellemző feszültségektől és így azok zavaró hatását megszüntethessük.

A Geofizikai Intézet fúrólyuk ellenállásának és porozitásának mérésére alkalmas készülékét először az 1938 év végén a mezőkövesdi mélyfúrásban próbáltuk ki. Ezen a próbamérésen csak ellenállás és porozitásgörbéket vettünk fel, mert a hőmérséklet regisztrálására szolgáló berendezés még nem volt készen.

A felvett görbéket a 23. ábrán mutatjuk be vázlatos fúrási szelvénnel együtt.

A mérést a fúrásnak 540 m-től 780 m-ig terjedő 240 m hosszú szakaszán végeztük pannon, tufa és oligocén alakulatban.

A felvett görbéken ugyan számbavehető ellenállás és porozitás változások vannak, de erős olajtartalmú réteg nem mutatkozott.

Mint ismeretes, a fúrás 875 méteres mélységéből hővíz tört elő.

*

A m. kir. Bárá Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működése felettes hatóságának, a nm. m. kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztálya, illetve annak főnöke, Dr. telegdi Róth Károly egyetemi ny. r. tanár, miniszteri tanácsosnak ellenőrzése alatt áll. Ugyancsak az Ő utasítására jelenik meg ez a Jelentés is nyomtatásban. A nyomtatás költségeit szintén az Iparügyi Minisztérium X. Szakosztálya viseli, amiért a Geofizikai Intézet hálás köszönetét fejezi ki.

Dr. Pogány Béla műegyetemi ny. r. tanár, az igazgatása alatt álló Műegyetemi Fizikai Intézet és annak alkalmazottai: Dr. Schmid Rezső, egyetemi m. tanár, Krekó Béla, Dr. Gerő Loránd és Doktorits István részint új műszerek elkészítésével, részint pedig a külső, különösen az elektromos és szeizmikus felvételekben való részvételükkel a Geofizikai Intézetnek igen jelentős segítséget nyújtottak.

A különféle külső felvételek e sorok írójának irányítása és ellenőrzése mellett a következő csoportokban történtek.

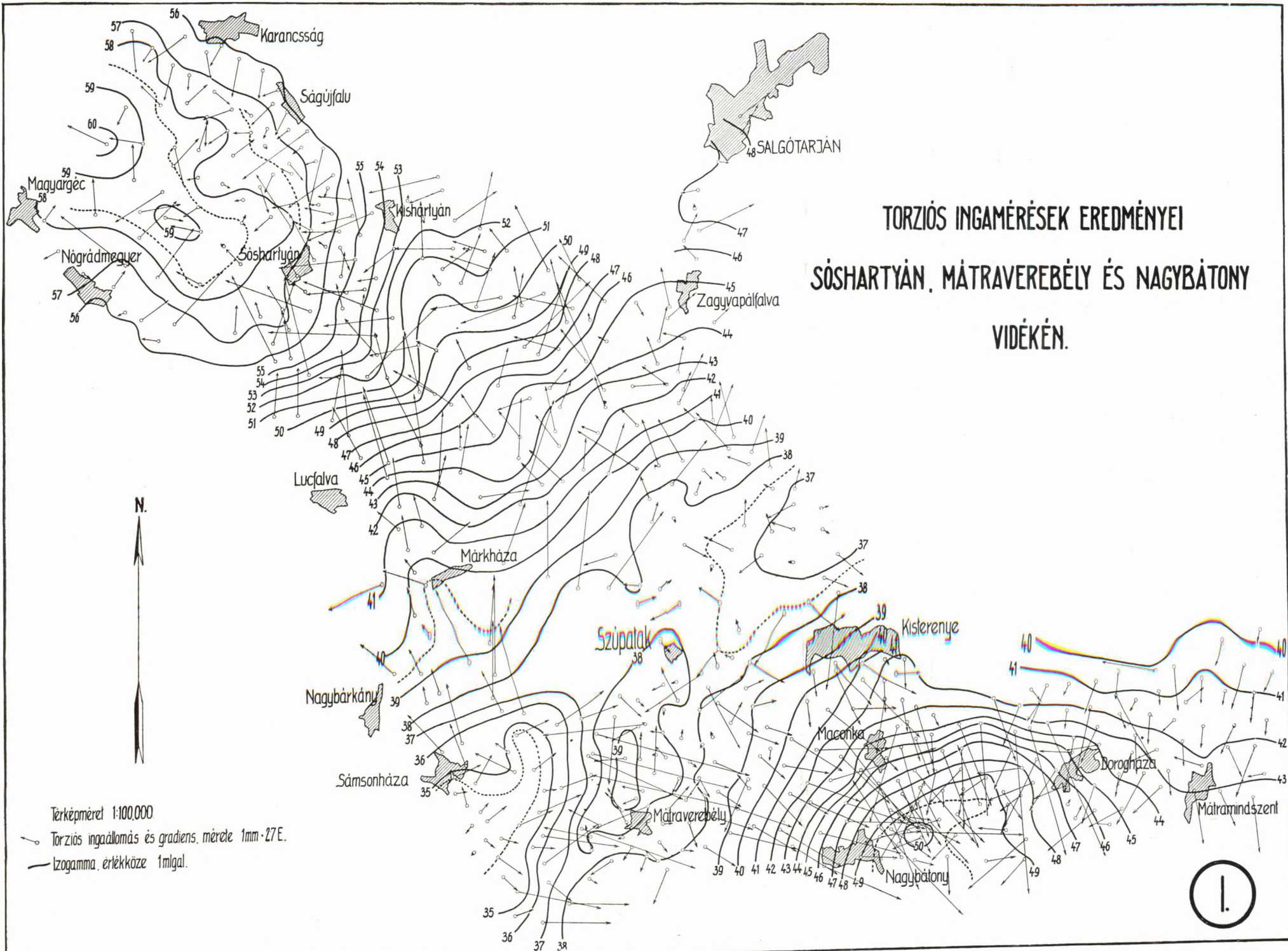
A torziós ingaméréseket Szecsődy Miklós, a graviméteres méréseket Ács Ernő, a földmágneses felvételeket Haáz István Béla, a szeizmikus felvételeket Tafner Tibor és Ország János közreműködésével Bassó Imre vezette. Az elektromos felvételekben és a fúrólyuk ellenállásának mérésében Jeney István vett részt.

E jelentés összeállításában a Geofizikai Intézet most felsorolt alkalmazottai mind részt vettek, de különösen Bassó Imre és Haáz István Béla segítségét kell kiemelni. Az elektromos mérésekről szóló rész Dr. Schmid Rezső Jelentése alapján készült. A rajzok elkészítését Ország János és Halczér Sándor végezték.

A fent felsorolt uraknak, akik a külső felvételekben résztvettek, és e Jelentés elkészítésében segédkeztek, fáradhatatlan és nagyértékű munkásságukért a Geofizikai Intézet nevében hálás köszönetet mondok.

Javítások.

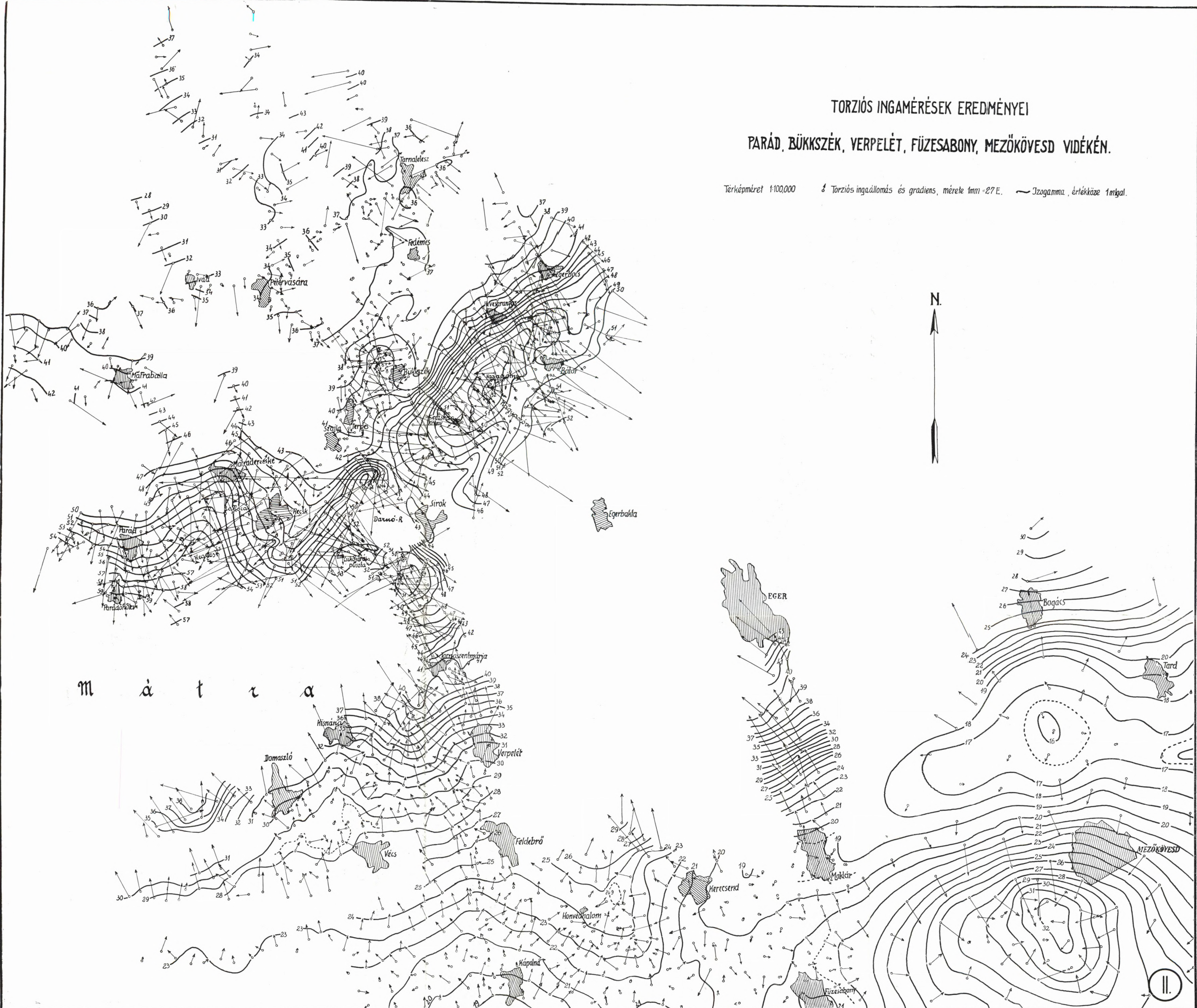
7. old. alulról	6. sor:	is London	helyett:	in London
13. „ felülről	25. „	egyenlenségekből	„	egyenlenségekből
22. „ „	6. „	Δg értéket	„	Δg értékeket
22. „ „	18. „	kikeresést	„	kikeresését
26. „ „	20. „	összehasonlítsuk	„	összehasonlítsuk
26. „ alulról	4. „	helysgéek	„	helységek
28. „ felülről	26. „	helyesen: Δg Cegléd — Δg Szolnok = $-5.0 \cdot 10^{-3}$ C.G.S. — $3.7 \cdot 10^{-3}$ C.G.S.		
32. „ „	9. „	...érnek el.	helyett:	...érnek el, ahol $1 \text{ gamma} = 1 \gamma = 10^{-5}$ C.G.S.
45. „ „	26. „	400—500	„	400—500
46. „ „	13. „	telefonállásra	„	telefonálásra
50. „ „	1. „	<i>Felsőlengyedet</i>	„	<i>Felsőlengyendet</i>
50. „ „	1. „	nyugatra	„	nyugatra van
50. „ „	16. „	összekötetésénél	„	összekötésénél
51. „ „	11. „	<i>debrecni</i>	„	<i>debreceni</i>
51. „ „	14. „	riolittuffa	„	riolittufa
52. „ „	7. „	telepítetett	„	telepített
54. „ „	6. „	elektoródokat	„	elektródokat
54. „ „	22. „	elektoródtávolságoknál	„	elektródtávolságoknál
54. „ alulról	5. „	bizonyatlanságokat	„	bizonytalanságokat
56. „ felülről	22. „	elektoródtávolság	„	elektródtávolság
56. „ „	24. „	ohméteres	„	ohmméteres
59. „ „	15. „	<i>Rudbányán</i>	„	<i>Rudabányán</i>



PARÁD, BÜKKSZÉK, VERPELET, FÜZESABONY, MEZŐKÖVESD VIDÉKÉN.

Térképméret 1:100,000

♂ Torziós ingaállomás és gradiens, mérete 1mm = 27 E. ~ Izogamma, értékköze 1mgal.

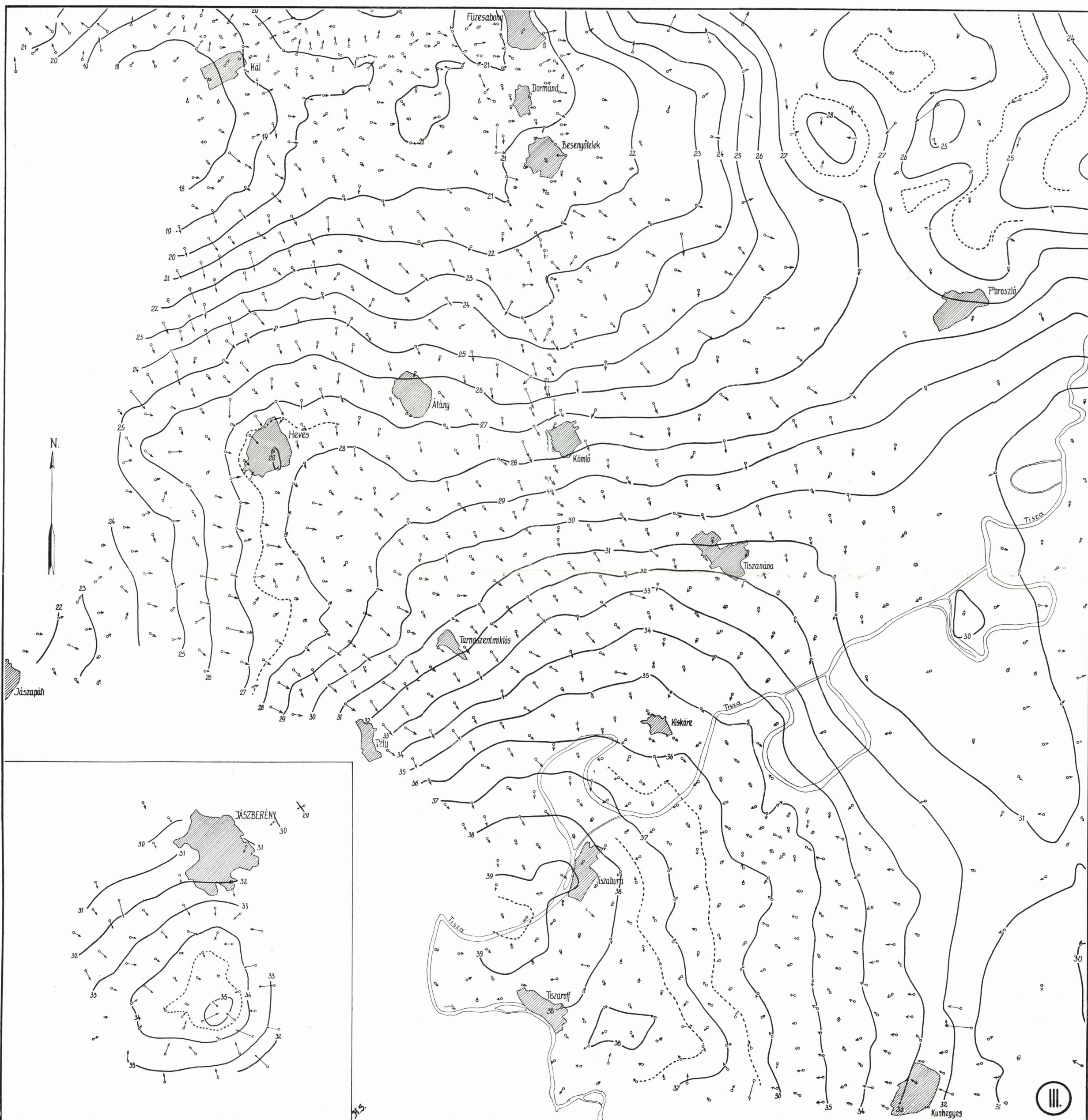


TORZIÓS INGAMÉRÉSEK EREDMÉNYEI KÁL, HEVES, TISZABURA ÉS JÁSZBERÉNY VIDÉKÉN.

Térképméret 1:100,000.

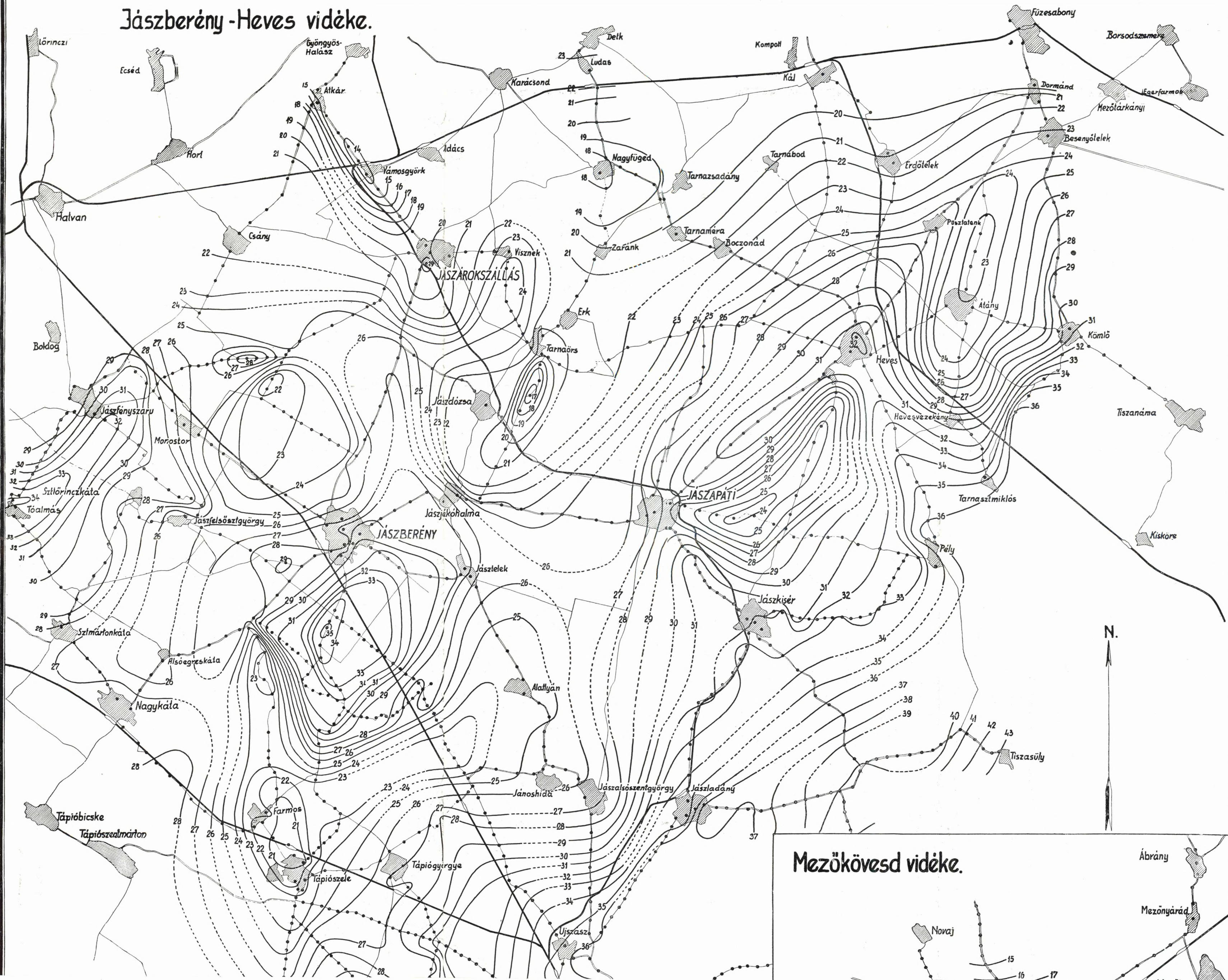
† Torziós ingaállomás, és gradiens, mérete 1mm = 27E.

— Jzogramma, értékköze 1mGal.

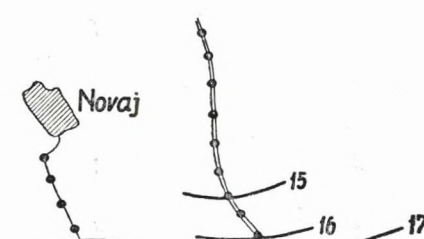


γ^{25} -izogamma; értékköze 1 mgal. $\cdot 1.10^{-3}$ C.G.S.

Jászberény - Heves vidéke.



Mezőkövesd vidéke.

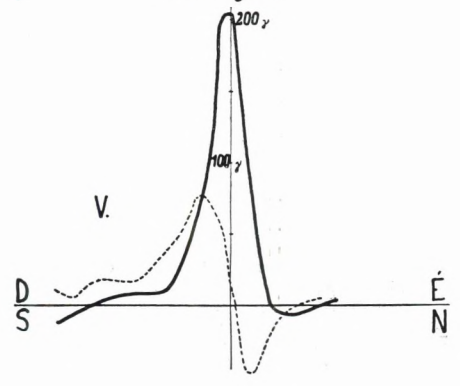


VERTIKÁLIS ÉS HORIZONTÁLIS FÖLDMÁGNESES ANOMÁLIÁK

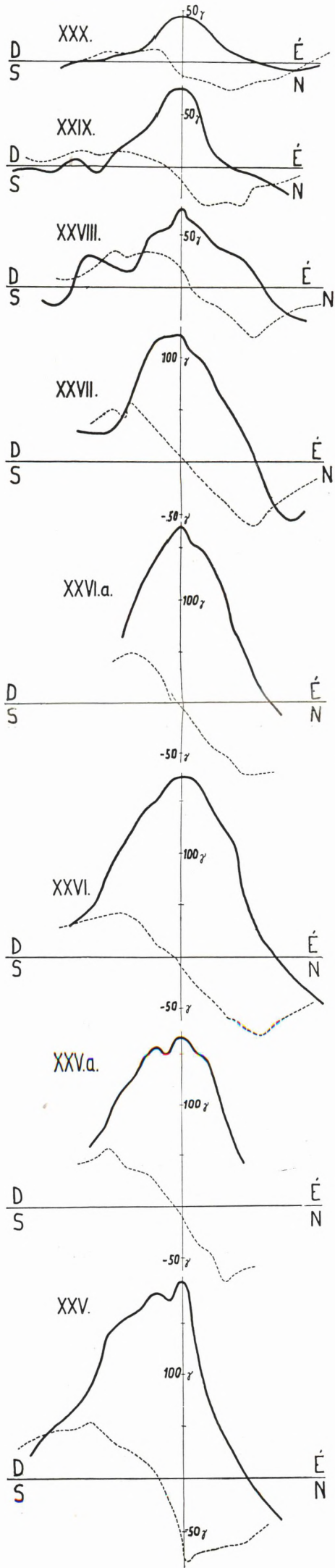
JELMAGYARÁZAT:

— Vertikális anomáliák görbéi, --- horizontális anomáliák görbéi
Anomáliák mérete: 1mm = 4 γ
Térképméret:
Tornakápolna és Komjáti 1:50000 Tornaszentandrás 1:10000

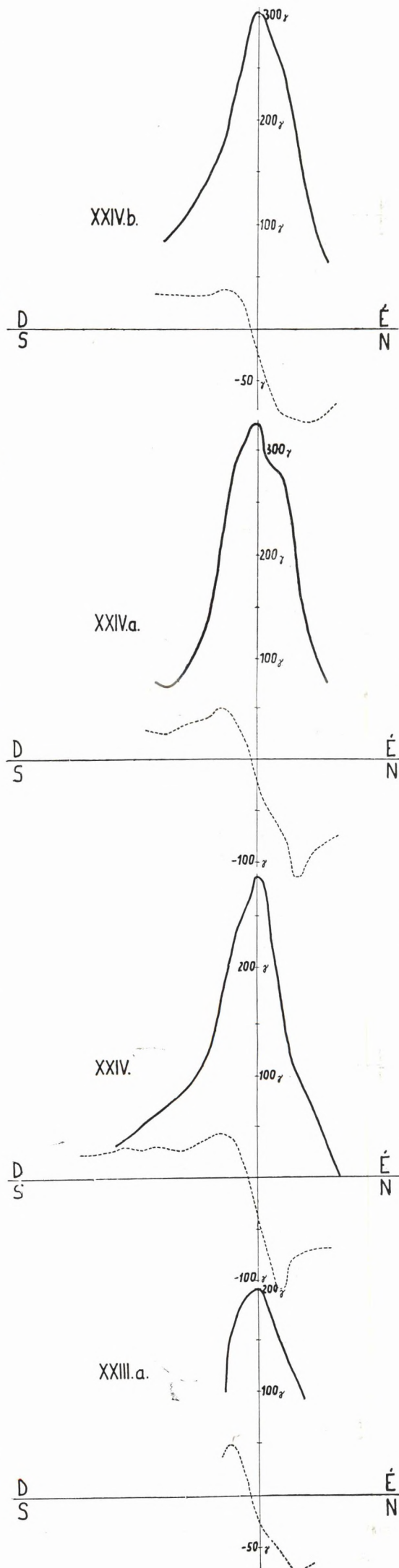
Komjáti



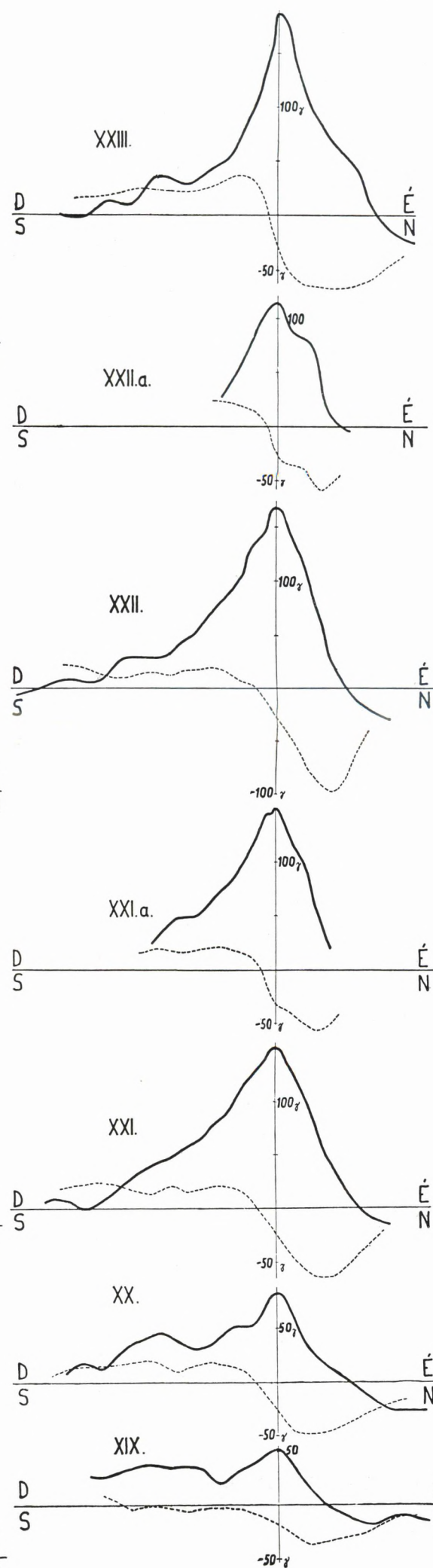
Tornakápolna



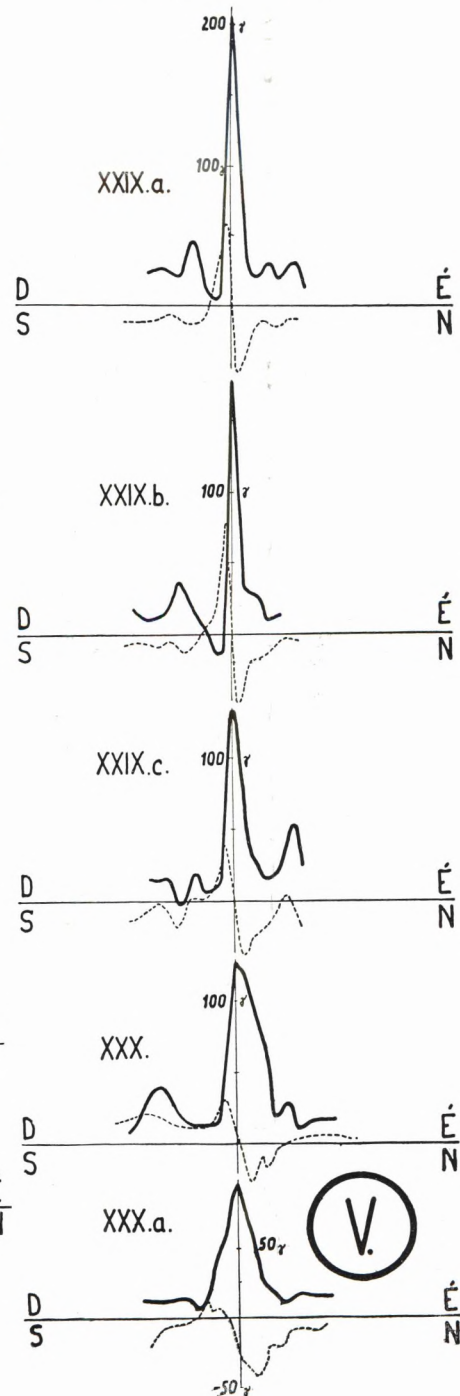
Tornakápolna



Tornakápolna



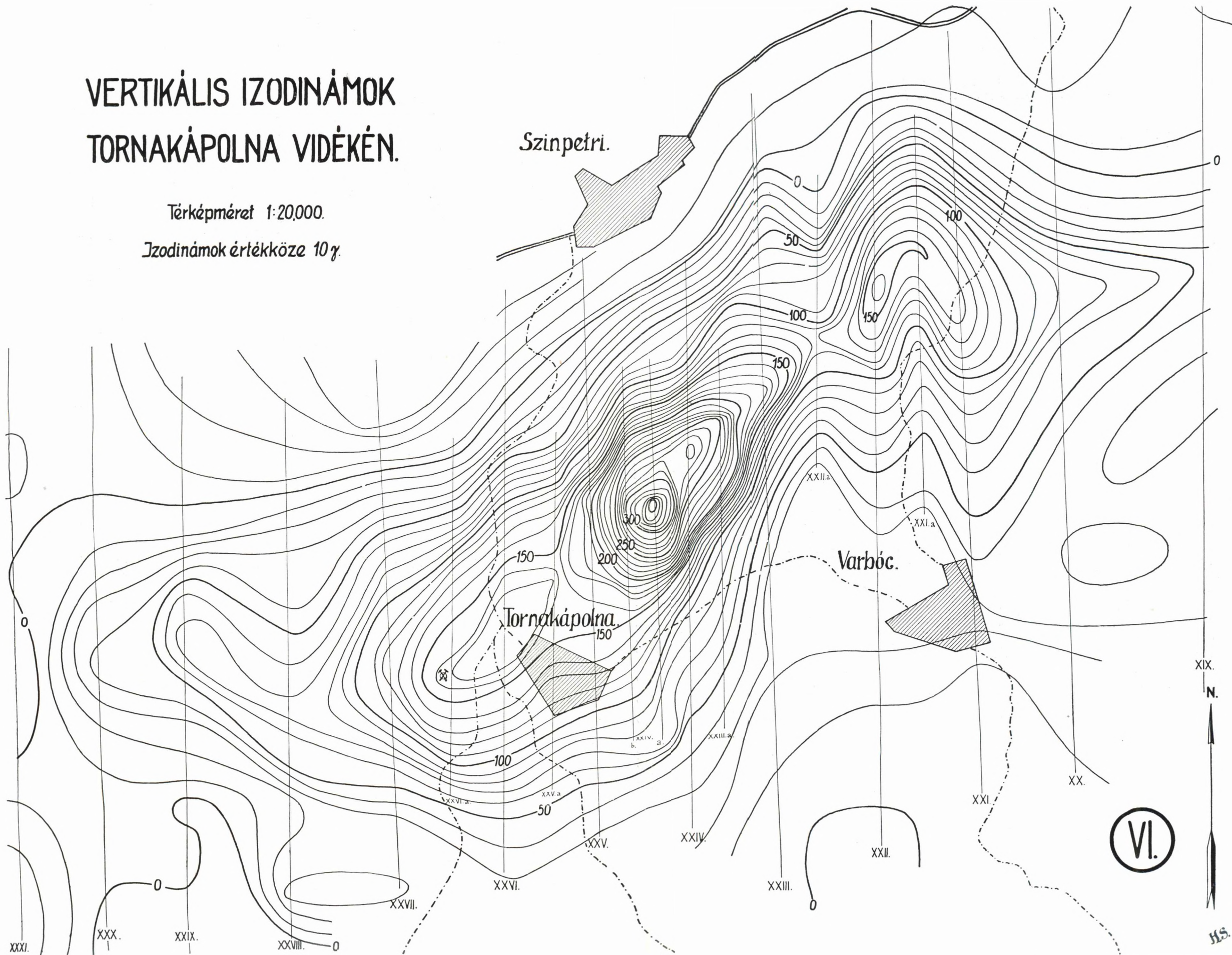
Tornaszentandrás

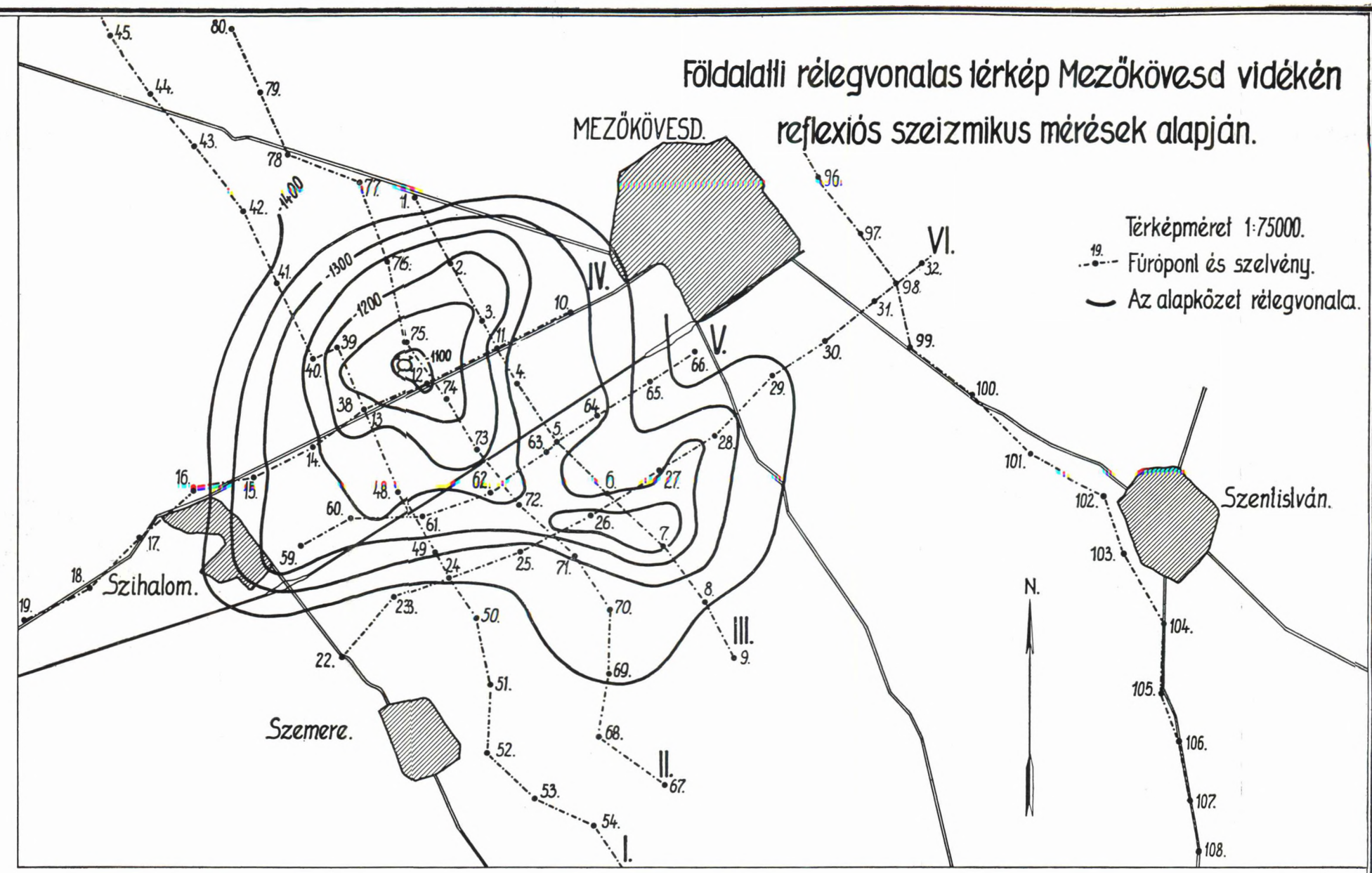
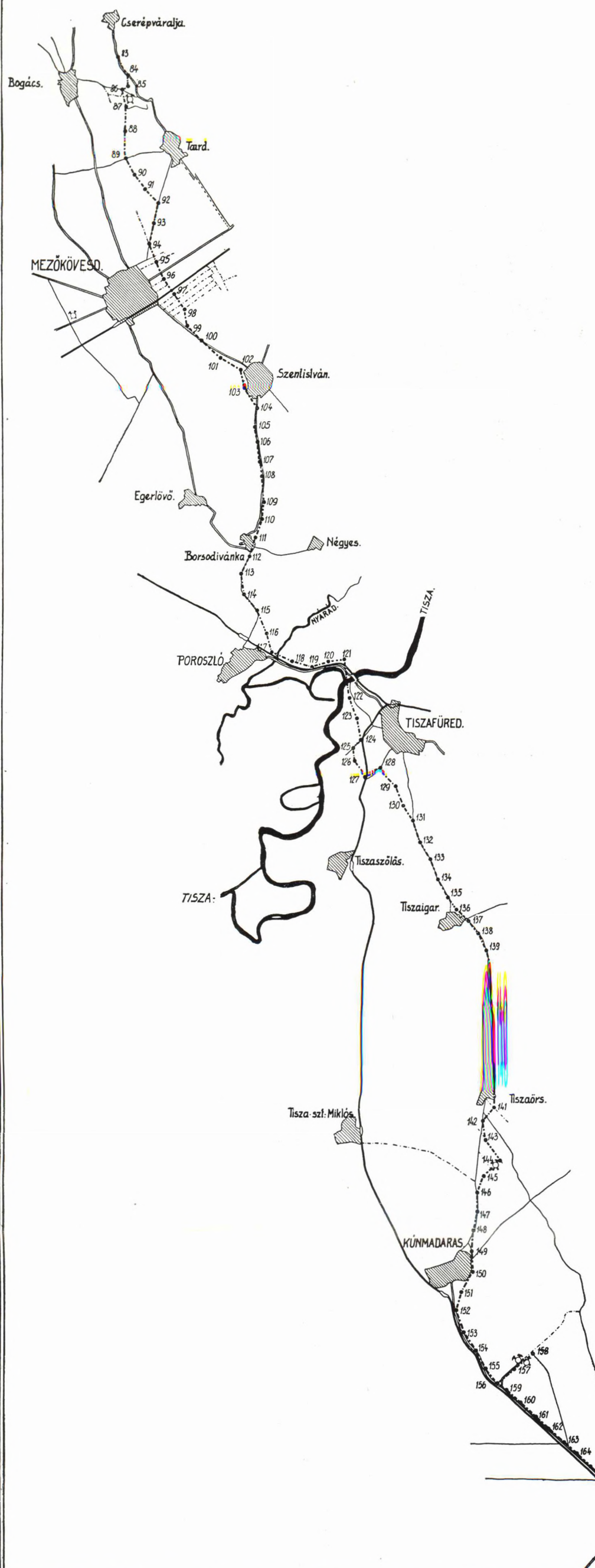


VERTIKÁLIS IZODINÁMOK TORNAKÁPOLNA VIDÉKÉN.

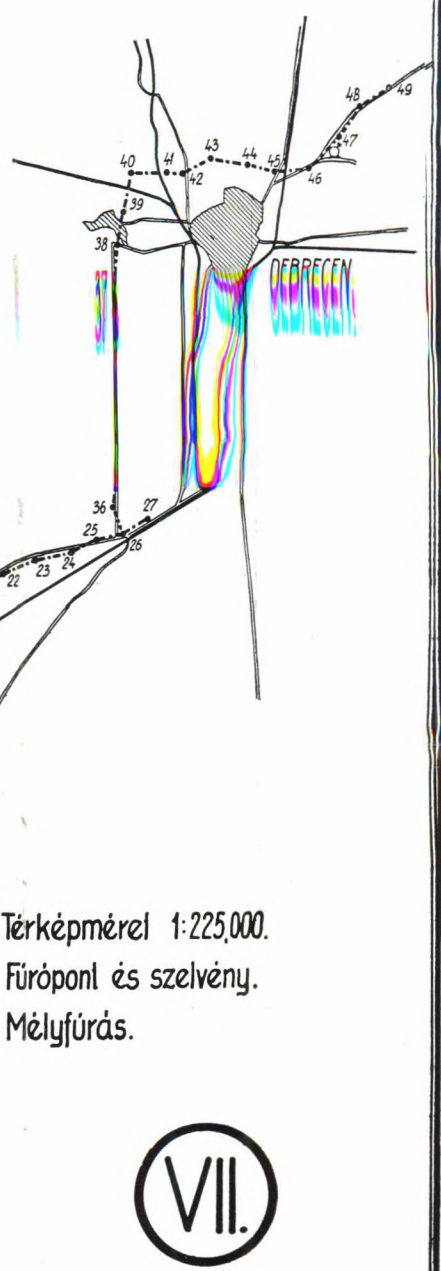
Térképméret 1:20,000.

Izodinámok értékköze 10 γ.





A Tard - Mezökövesd - Tiszaörs - Karcag - Püspökladány - Debrecen -
vonalon végzett reflexiós szeizmikus szelvény

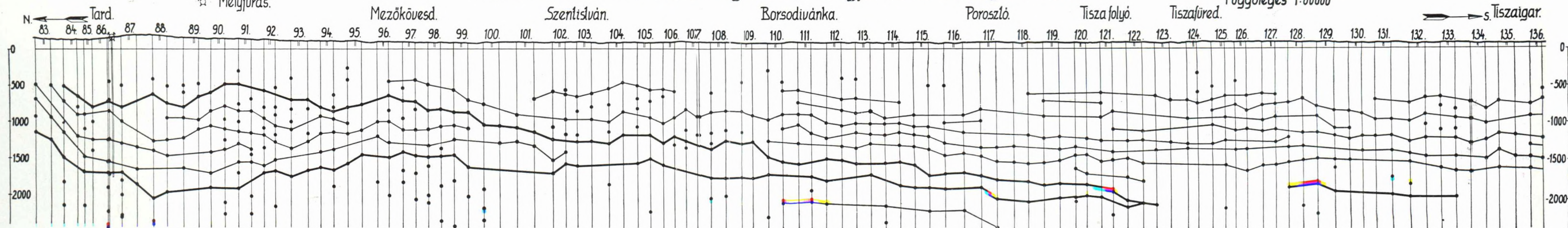


Térképméret 1:225,000.
Füőpont és szelvény.
Mélyfúrás.

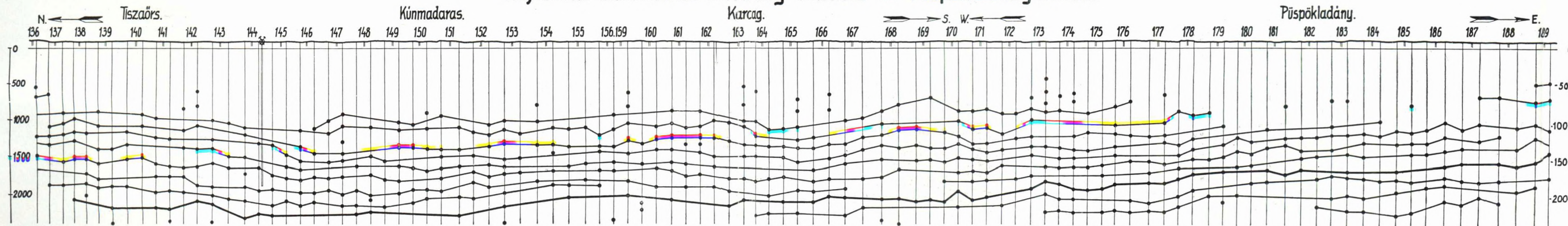
— Reflexiós pont és szelvény.
 91 Fúrópont.
 † Mélyfúrás.

Reflexiós szeizmikus szelvény a tardi mélyfúrás és Tiszaigar között.

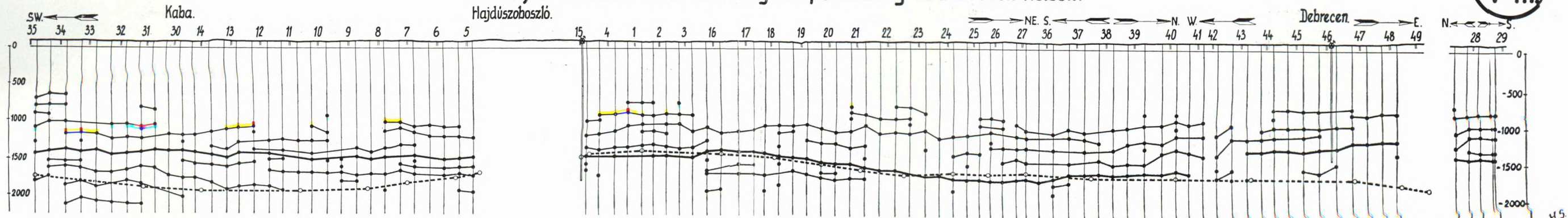
Térképméret :
 Vízszintes 1:150000
 Függőleges 1:60000



Reflexiós szeizmikus szelvény Tiszaörs és Püspökladány között.



Reflexiós szeizmikus szelvény Püspökladány és Debrecen között.



VIII.

